

Heft 100 (2018) 18,90 Euro

**promet**

meteorologische fortbildung

## Strahlungsbilanzen



**Herausgeber**

Deutscher Wetterdienst

**Hauptschriftleiter**

Dr. J. Rapp (Offenbach/M.)

**Redaktionsausschuss**

Prof. Dr. G. Adrian (Offenbach/M.)

Prof. Dr. B. Ahrens (Frankfurt/M.)

PD Dr. F. Berger (Lindenberg)

Prof. Dr. Ch. Bernhofer (Dresden)

Prof. Dr. B. Brümmer (Hamburg)

Prof. Dr. G. Craig (München)

Prof. Dr. G. Groß (Hannover)

Prof. Dr. A. Macke (Leipzig)

Dr. C. Plaß-Dülmer (Hohenpeißenberg)

Dr. E. Rudel (Wien)

Dr. M. Sprenger (Zürich)

**Layout und Satz**

Susanne Schorlemmer

**Technische Mitarbeit**

Tanja Glatz, Heike Beck

**Fotonachweis Titelseite**

Rüdiger Manig, Claudia Hinz, Hans Richard Henkes, DWD

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Für die etwa ein Jahr später erscheinende Online-Ausgabe:

**Druck**

kraus print u. media GmbH & Co. KG  
Am Angertor 11  
97618 Wülfershausen

**Verlag**

Deutscher Wetterdienst  
Fachinformationsdienst und  
Deutsche Meteorologische Bibliothek  
Frankfurter Str. 135  
63067 Offenbach/M.  
bibliothek@dwd.de

ISSN 0340-4552 (Druck)

ISSN 2194-5950 (Internet)

ISBN 978-3-88148-510-4 (Druck)

ISBN 978-3-88148-511-1 (Internet)

**Preis des Heftes:** 18,90 € plus Versandkosten

**Auflage:** 3 600

**Internet:** [www.dwd.de/promet](http://www.dwd.de/promet)

**Redaktionsschluss:** Juli 2018

**Editorial**

Liebe Leserinnen und Leser,

ich freue mich, Ihnen ein neues Promet-Heft präsentieren zu können. Das aktuelle Heft beschäftigt sich ausgiebig mit dem Thema „Strahlungsbilanzen“. Ich möchte allen Beteiligten (Fachredakteur, Fachgutachter, Autoren) an dieser Stelle sehr danken, auch für ihr Verständnis für die verzögerte Fertigstellung.

Seit fast 50 Jahren schon gibt es Promet. Heutzutage ist es eine der wenigen Möglichkeiten, wissenschaftlich-meteorologische Beiträge in deutscher Sprache zu schreiben und zu lesen. Manche Themenhefte haben gar schon Lehrbuchcharakter. Ich bin sehr froh, dass unsere Publikation für meteorologische Fortbildung weithin Anerkennung findet.

Das langjährige Veröffentlichungsmodell hat sich bewährt: Nach der Veröffentlichung der gedruckten Ausgabe in relativ hoher Auflage (etwa 3500 Exemplare) werden die Beiträge nach etwa einem Jahr Wartezeit kostenfrei online gestellt („Green Open Access“). Dies soll auch in Zukunft so bleiben.

Ich wünsche Ihnen eine interessante Lektüre.

Ihr

Jörg Rapp  
Schriftleiter Promet

## Inhalt

Promet – Meteorologische Fortbildung, Heft 100 (2018)

Thema des Heftes: **Strahlungsbilanzen**

Fachliche Redaktion: Prof. Dr. Andreas Macke, Leipzig

Fachliche Durchsicht: Prof. Dr. Manfred Wendisch, Leipzig  
 Prof. Dr. Clemens Simmer, Bonn

<b>Beitrag</b>	<b>Seite</b>
Zu diesem Heft	3
A. MACKE Im Gespräch mit Ehrhard Raschke	4-7
G. SECKMEYER, M. WENDISCH, A. MACKE 1 Strahlungsgrößen, -gesetze und -übertragung	8-13
A. MACKE 2 Streuung und Absorption solarer Strahlung in der Atmosphäre	14-20
S. KINNE 3 Aerosole und Strahlung	21-29
I. TEGEN 4 Semidirekter Effekt absorbierender Aerosole	30-35
J. QUAAS 5 Störungen der globalen Strahlungsbilanz	36-42
M. WILD 6 Der Strahlungshaushalt an der Erdoberfläche und dessen Veränderungen im globalen Klimawandel	43-49
G. KÖNIG-LANGLO, A. DRIEMEL, A. OHMURA 7 Das Baseline Surface Radiation Network	50-57
H. DENEKE, R. HOLLMANN, A. HÜNERBEIN 8 Satellitengestützte Untersuchungen der Strahlungsflussdichten und der Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre und am Erdboden	58-74
K. EBELL, S. CREWELL 9 Bodengebundene Strahlungsschließung als Qualitätsmaß für Fernerkundungsmethoden	75-83
M. WENDISCH, A. EHRLICH, J. STAPF 10 Strahlungsbilanz und Fernerkundung von Wolken mit Hilfe von Flugzeugmessungen	84-97
B. MAYER 11 Erwärmungs- und Abkühlungsraten - Wie wichtig ist 3D-Strahlungstransport?	98-110

---

	Seite
A. MACKE	
<b>12</b> Kleinskalige Variabilität der solaren Einstrahlung am Erdboden	111-116
G. SECKMEYER, L. LAGOS RIVAS, C. GAETANI, J. W. HEINZEL, M. SCHREMPF	
<b>13</b> Biologische und medizinische Wirkungen solarer Strahlung	117-128
Buchbesprechung	129
Examina im Jahr 2016	130-139
Vorschau auf die nächsten Hefte	

---

# Strahlungsbilanzen

---

## *Zu diesem Heft*

„Strahlung“ ist ein weiter Begriff und soll in diesem Heft vorrangig im Sinne der Strahlungsbilanz behandelt werden, als der Menge an Energie, die pro Zeit aus einer Einheitsfläche in einen Halbraum reflektiert, transmittiert oder emittiert wird, und die die physikalische Einheit  $Wm^{-2}$  besitzt. Warum nur „vorrangig“? Wir betrachten auch gerichtete Strahlungsgrößen, die in der Fernerkundung zur Bestimmung der Strahlungsbilanz oder in der Umweltmedizin zur gesundheitlichen Wirkung von UV-Strahlung genutzt werden. Die Terminologie der Strahlungsgrößen ist sowohl im Englischen als auch im Deutschen nicht einheitlich, weswegen das erste Beitrag dem Heft eine ausführliche Zusammenfassung der verwendeten Strahlungsgrößen voranstellt. Wir bitten die Leserinnen und Leser, auf diesen Beitrag zurückzugreifen, wenn in den folgenden 12 Beiträgen gelegentlich unterschiedliche Begriffe verwendet werden. Dies ließ sich aufgrund langjähriger Begriffsgewohnheiten in unterschiedlichen „Strahlungssparten“ nicht gänzlich vermeiden.

Zusammen bieten die 13 Beiträge des Promet-Heftes „Strahlung“ einen umfangreichen Überblick über die Thematik von grundlegenden Strahlungsgesetzen (Beitrag 1) zur Streuproblematik an unterschiedlichsten Hydrometeoren (Beitrag 2), zur nach wie vor ungeklärten direkten und indirekten Rolle der natürlichen und anthropogenen Aerosole im Strahlungshaushalt (Beiträge 3 bis 5), zur Erfassung der aus Sicht der Erdenbewohner und der Gesamtenergiebilanz entscheidenden Strahlungsbilanz jeweils an der Erdoberfläche mit Bodenmessungen (Beiträge 6 und 7) und am Oberrand der Atmosphäre aus Satellitenbeobachtungen (Beitrag 8), zu dem für das Prozessverständnis wichtigen Werkzeug der Strahlungsschließung (Beitrag 9), zur besonderen Herausforderung von flugzeuggetragenen Strahlungsmessungen (Beitrag 10), zu den komplexen Effekten räumlich inhomogener Wolkenstrukturen auf die Strahlungsbilanz (Beiträge 11 und 12), und schließlich zur gesellschaftlich hoch relevanten biologischen und medizinischen Wirkung von Strahlung (Beitrag 13).

Warum die Strahlungsbilanz für das Verständnis unseres Klimasystems wichtig ist, erklärt sich schon aus dem Namen selber, wird aber noch einmal historisch sehr schön im vorangestellten Interview mit Prof. Ehrhard Raschke eingeordnet, der die Thematik der Strahlungsbilanz in Deutschland und international maßgeblich mitgeprägt hat.

Hierzu ergänzt Beitrag 8 einen historischen Überblick über die Entwicklung unserer Kenntnis der Strahlungsbilanz. Letztendlich wirkt Strahlung als Energietransport im gesamten Erdsystem und hat komplexe Auswirkungen auf die Kryosphäre, auf physikalische und biogeochemische Prozesse im Ozean und dem Meereis sowie auf Vegetation und Landnutzung. Über den Energie- und Wasserkreislauf sowie die groß- und kleinräumige Zirkulation kommunizieren Strahlungs-Imbalanzen (Strahlungsgleichgewichte) mit allen Klimakomponenten des Erdsystems. Einige Aspekte hierzu werden in diesem Heft behandelt beziehungsweise angedeutet. Damit leistet das vorliegende Promet-Heft den Einstieg in die grundlegende Thematik aus meteorologischer Sicht und einen Ausblick auf die zukünftige Forschung, die sicher mehr und mehr das gekoppelte Gesamtsystem betrachten wird. Wir wünschen eine angenehme Lektüre aus der gerne der eine oder andere Impuls für die Auseinandersetzung mit „Strahlung“ ausgehen mag.

Andreas Macke

mit den Autorinnen und Autoren des Heftes

Andreas Macke

## Im Gespräch mit Ehrhard Raschke

### Ein Interview zur Vergangenheit und Zukunft der satellitengestützten Erfassung der Strahlungsbilanz unseres Planeten

Am Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität zu Köln und später am GKSS Forschungszentrum (jetzt Helmholtz-Zentrum Geesthacht) hat Professor Ehrhard Raschke die Forschung zur satellitengestützten Erfassung der Strahlungsbilanz unseres Planeten auf nationaler und internationaler Ebene stark vorangetrieben. Die Fragen stellte Andreas Macke.

*1. Welche Bedeutung hat die Erfassung der Strahlungsbilanz in der Meteorologie? Ist das auch für unser Wetter wichtig?*

Die Strahlungsbilanz, also die Summe der eine definierte Oberfläche eintreffenden und verlassenden Energieflüsse durch elektromagnetische Strahlung, ist eine wichtige Komponente der Energiebilanzen, die Austauschprozesse im Klimasystem antreiben. In der Meteorologie können die Bezugsflächen von der globalen Skala (zum Beispiel globale Jahresmittel am Oberrand der Atmosphäre in etwa 50 km Höhe) bis zur mikroskopischen Skala eines einzelnen Eiskristalls in einer Cirruswolke reichen. Sie setzen sich aus zwei Komponenten zusammen: der „kürzerwelligen“ solaren Strahlung im Wellenlängenbereich zwischen etwa 0,3 und 4,0  $\mu\text{m}$  sowie der „längerwelligen“ thermischen Eigenstrahlung zwischen etwa 3,0 und 40  $\mu\text{m}$ . Räumliche und auch zeitliche Differenzen zwischen Bilanz- oder Nettowerten können Antriebe für weitere Austauschprozesse sein (zum Beispiel turbulente Änderungen der Bezugsfläche), die ihrerseits die Strahlungsfelder modifizieren (zum Beispiel innerhalb Wolken). Die dabei erfolgenden Umsätze müssen möglichst genau bekannt sein und mit Berechnungen in Modellen des Klimasystems übereinstimmen.

Daraus ergeben sich je nach Skalenweite unterschiedlich hohe Anforderungen aus der meteorologisch orientierten Forschung und Praxis. Auch die regionale Wettervorhersage benötigt Angaben über die Strahlungsentwicklung in der Bezugsregion.

*2. Was waren die ersten Arbeiten zur Erforschung der Strahlungsbilanz in Deutschland?*

Das Interesse am Energieaustausch durch Strahlung erwuchs aus verschiedenen praktischen Anforderungen in der Beurteilung von Prozessen am Erdboden (zum Beispiel Entwicklung der Vegetation, Sichtweiten bei Nebel, und so weiter) wobei auch der wechselwirkende Einfluss der Bewölkung berücksichtigt wurde. Hierzu existierten bereits im 18. und 19. Jahrhundert eine Reihe von einzelnen Ansätzen, die je nach Interessenlage Probleme im Ge-



birge, in den Polargebieten oder auch in der kontinentalen Landwirtschaft betrafen. Einige Astronomen bezogen die Strahlung in ihre Überlegungen zur Energiebilanz des Planeten Erde mit ein und versuchten die solare Einstrahlung am Oberrand (oft auch bezeichnet als Solarkonstante) mit unterschiedlichen Methoden zu bestimmen. Viele dieser Arbeiten haben die Meteorologen L. Foitzik und H. Hinzpeter in ihrem interessanten Buch (Sonneneinstrahlung und Lufttrübung 1958) zusammengestellt. Weitere Zusammenstellungen findet man auch in späteren Arbeiten von R. Kandel oder L. Smith et al. zum Projekt ERBE.

Die neuen Erfordernisse der zivilen und militärischen Luftfahrt, beginnend etwa um die Jahrhundertwende 19. zu 20. Jahrhundert und schließlich in wesentlich verstärktem Maße nach dem Ende des zweiten Weltkrieges, führten zu einer Vervielfältigung von relevanten Forschungen, die schließlich im Interesse der Klimaforschung und verschiedener Anwendungen der Energieproduktion am Boden geradezu zu einer „explosionsartigen“ Zunahme von Arbeiten führten. Aus Einzelforschern entstanden in Deutschland oft sehr umfangreiche Arbeitsgruppen (zum Beispiel an den Universitäten in München, Mainz, Köln, Hamburg, Hannover und Stuttgart, oder in einigen der Großforschungseinrichtungen). Auch die beiden deutschen Wetterdienste bauten hier ihre Forschungskapazitäten bereits vor der deutschen Wiedervereinigung aus. Die WMO unterstützte schließlich unsere Kollegen in der Schweiz bei der Installation eines „Weltstrahlungszentrums“.

Diese moderneren Forschungen schlossen auch Arbeiten zu Aerosolen und deren Wechselwirkung mit Wolken mit ein, denn man weiß aus vielen Direktmessungen und Labordaten, dass Wolken durch Aerosole modifiziert werden, wodurch sich deren Strahlungseigenschaften ändern. Klassisches Beispiel: Wirkung der Abgasfahnen von Schiffen und Flugzeugen.

Die Überlegungen zur Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre erfolgten in den Jahren vor 1970 auf der

Basis von empirischen Daten und mit vereinfachten Modellen zur Simulation des Strahlungstransportes in der Atmosphäre, die anfangs (19. Jahrhundert bis etwa 1930) nur globale oder hemisphärische Mittelwerte waren. Die Stärke der Strahlungsquelle für unsere Erde, der Sonne, konnte erst in den 1980er Jahren von Satelliten aus gemessen werden.

*3. Wann haben Sie mit dem Thema Strahlungsbilanz angefangen? Gab es Vorarbeiten? Mit welchen Schwierigkeiten mussten Sie kämpfen?*

Meine erste Begegnung mit Satellitendaten fand im Rahmen meiner Dissertation (1962 bis 1965) statt: Ich sollte ein möglichst genaues Verfahren zur Bestimmung des troposphärischen Wasserdampfes über möglichst allen Gebieten der Erde aus bispektralen Messungen der die Atmosphäre verlassenden Wärmestrahlung entwickeln. Der messende Satellit hieß TIROS 2 und wurde, wie weitere Nachfolger der gleichen Serie, vom Goddard Space Flight Center der NASA gebaut und im Flug betreut.

Während einiger Besuche stellte man damals mir auch Fragen über die Möglichkeit aus solchen Messungen belastbare Informationen über die raumzeitliche Verteilung der Strahlungsbilanzkomponenten am Oberrand der Atmosphäre abzuleiten. Interessante Vorarbeiten hatten Mitarbeiter der NASA, meine Kollegen W.R. Bandeen und A. Arking, geleistet. Als Hauptprobleme in dieser Zeit erwiesen sich das Fehlen genauerer Kenntnis über die Anisotropie der zurückgestreuten Solarstrahlung und der emittierten Wärmestrahlung. Dazu habe ich normierte Modelle entwickelt und mit Informationen aus Flugzeugmessungen (über meinem Kollegen V. Salomonson), statistischen Analysen von Messungen geostationärer Satelliten und auch von Messungen am Boden „aufgefüllt“. Es konnte dabei zwischen bewölklter und unbewölklter Atmosphäre unterschieden werden. Dadurch „sank“ die empirisch berechnete globale Albedo von ursprünglich etwa 35 bis 37 % auf Werte um 28 bis 30 % (mit einem erklärbaren Jahresgang). Ferner wurde die Erde um einige Kelvin „wärmer“ als vorher für reine Isotropie berechnet, sodass sich der Strahlungsgewinn und -verlust am Oberrand der Atmosphäre nahezu bilanzierten. Diese Modelle wurden wesentlich verfeinert durch die Gruppe des ERBE-Projektes am NASA Langley-Research-Weltraumzentrum in Hampton, Virginia.

Meine aktive Mitwirkung an diesen Projekten betrifft den Zeitraum zwischen den Jahren 1969 und etwa 1980, als noch erhebliche Mängel in der Computertechnologie bestanden und auch die Messtechniken in den Satelliten, an Flugzeugen und am Erdboden viele Unsicherheiten aufwiesen. Der Transport größerer Datenmengen auf Magnetbändern aus den USA nach Europa gestaltete sich stets als Abenteuer bei der Befragung durch den Zoll. Es fehlten unter anderem auch zuverlässig geeichte und danach gewartete Messnetze am Boden, da sich inzwischen

hohes Interesse an der Entwicklung von Verfahren zur Abschätzung der Strahlungsbilanzkomponenten am Erdboden entwickelt hatte. Sie sind heute interessant für die Zwecke der Ernährungswirtschaft, Wohnkultur und auch Energieversorgung.

Es sollte hier nicht übersehen werden, dass alle dieser Arbeiten gründlich durchfinanziert werden mussten. Zu jener Zeit überwog bei Gesprächen mit potentiellen Geldgebern oft eine gründliche Skepsis am Glauben an eine kommende Klimaänderung oder allein am Vorteil internationaler Zusammenarbeit.

*4. Mit welchen Themen hat man sich zu Beginn beschäftigt ?*

Im Vordergrund des wissenschaftlichen Interesses stand nicht allein die Verbesserung von Genauigkeiten, sondern auch eine Quantifizierung des Einflusses der Bewölkung und auch relevanter Eigenschaften der Erdoberfläche auf die Strahlungsbilanz am Erdboden, am Oberrand und schließlich auch innerhalb der Atmosphäre. Diese Problematik ist bis heute noch unvollständig gelöst, denn die Vielfalt der zu erfassenden Eigenschaften von Wolken, Aerosolen, Spurengasen und die des Erdbodens (zum Beispiel Meereis- und Schneeverteilungen) ist riesig. Anfangs hat man sehr grobe Vereinfachungen benutzt. In internationalen Satelliten-Wolkenklimatologie-Projekten, an denen ich auch beteiligt war, hat man zunächst nur zwischen weniger als sechs Wolkenkategorien unterschieden. Es mussten Messprogramme entworfen und durchgeführt werden, um hier bisher unbekannte Wolkeneigenschaften direkt zu erfassen und ihren Bezug zu Eigenschaften der Atmosphäre zu erkennen.

*5. Wie hat man damals ohne Computer und Satelliten gearbeitet?*

Computer erlauben im Prinzip einen schnellen Transfer von Zahlen gleich welchen Ursprungs. Vor etwa dem Jahr 1960 waren nur sehr leistungsschwache Exemplare zugänglich. Die Berechnung von Strahlungstransporten in der Atmosphäre erfolgte daher mit sehr einfachen und spektral meist nicht aufgelösten Modellen mit Diagrammen (Möller, Elsasser, Yamamoto, etc.). In diesen erfolgte dann die Integration über Schichten auf graphischem Wege. So umständlich musste auch ich mir Diagramme zur Analyse von TIROS-Daten berechnen. Bei der statistische Analyse dieser Messungen konnte ich zwar von Lochkartenlesern Gebrauch machen, die aber ihrerseits einen hohen Verschleiß hatten.

Satellitenmessungen hinreichender Dichte und Qualität standen erst ab etwa 1985 (ERBE-Projekt) zur Verfügung. In älteren Daten wurde manche Lücke durch Statistik oder oft auch einfache (und geniale) graphische Interpolation überbrückt. Ein klassisches Beispiel bilden die von Berghaus um 1820 gezeichneten Weltkarten der Temperatur in Bodennähe, die auf den wenigen Messungen von Alexander von Humboldt und einigen Schiffsbe-

richten beruhen. Entsprechend sind auch ältere Berechnungen der Strahlung einzuschätzen.

*6. Ab wann gab es Satellitenmessungen zur Strahlungsbilanz?*

Die ersten Messungen erfolgten von einem amerikanischen Satelliten der Explorer-Serie aus (1963). Dieser trug unter anderem einfache kugelförmige Sensoren, deren Messungen mit recht grober Auflösung eine Unterscheidung zwischen kalten und warmen Gebieten ermöglichten, wie sie durch unterschiedlich hohe Bewölkung eines Tiefdrucksystems erzeugt wurden. Die nachfolgende stürmische Entwicklung in der Sensorentechnologie sowie im Datentransfer zwischen dem Satelliten und den Empfangsstationen am Erdboden erhöhte zwangsläufig den Informationsgehalt solcher Daten und deren Wert für Forschungen und Anwendungen.

An weiteren Entwicklungen zum europäischen Projekt ScaRaB hat sich auch meine Arbeitsgruppe beteiligt. Den recht komplexen Satelliten Earth-CARE habe ich noch mitentworfen und sogar noch vor meiner Pensionierung im Jahr 2001 in Japan vorgestellt um Mitarbeit einzuwerben. Earth-CARE wird neben der Strahlungsbilanz gleichzeitig auch mit aktiver Fernerkundung atmosphärische Profile von Wolken und Aerosolen messen. Durch die Komplexität eines gemeinsamen Einsatzes von Radar und Lidar aus dem All hat sich das Projekt stark verzögert und wird nicht vor 2020 abheben. An diesem Projekt sind mehrere europäische Länder, Kanada und Japan beteiligt.

*7. Haben die USA das Thema in den früheren Jahren dominiert? Gibt es deutsche oder europäische Konkurrenz?*

Die USA haben damals noch relativ sichtbar als heute die gesamte Forschung auf diesem Gebiet dominiert. Sie unterstützten aber auch andererseits sehr großzügig ausländische Gruppen, die mit anderen und oft auch originelleren Ideen sich vorstellten. Die europäische Konkurrenz wurde geschickt durch die Gremien der ESA gebündelt; „deutsche Konkurrenz“ zu meinen ehemaligen Mitarbeitern in Köln und Geesthacht entstand zwangsläufig durch gemeinsame Projekte. An der ETH Zürich hat sich eine Arbeitsgruppe intensiv mit Vergleichen von „gemessenen“ und in Klimamodellen berechneten Strahlungsfeldern befasst. Relativ neu auf dem Markt sind die Beiträge aus der VR China, die bereits einige Satelliten zur Messung der Strahlungsbilanz gestartet haben.

Seit Anfang der 70er Jahre wurde zielstrebig versucht die gesamte Klimaforschung in internationalen Programmen zu bündeln um existierende Defizite auszugleichen. Das begann etwa mit dem Globalen Atmosphären-Forschungsprogramm (GARP) und setzte sich lückenlos fort bis in die unmittelbare Gegenwart innerhalb des Weltklima-Forschungsprogramms (WCRP). Teilprogramme mit zeitlicher Begrenzung wurden ins Leben gerufen um schwerpunktmäßig bestimmte Prioritäten zu setzen. So

entstanden auch regional begrenzte Programme innerhalb eines Globalen Energie- und Wasserkreislauf-Experiments (GEWEX), das die Energiekreisläufe mit den Wasserkreisläufen verband. Diese Programme lieferten ihrerseits Informationen an die potentiellen Geldgeber um die Finanzierung solcher Forschungen sicherzustellen.

*8. Sie haben in vielen großen internationalen Projekten federführend gearbeitet, wie etwa dem „Earth Radiation Budget Experiment“, dem Satellitenprogramm „Scanner for Radiation Budget, ScaRaB“ oder dem „European Cloud and Radiation Experiment, EUCREX“. Wie hat sich die internationale Zusammenarbeit im Laufe der Zeit entwickelt?*

Die internationale Zusammenarbeit ist inzwischen zu einer fruchtbaren Selbstverständlichkeit herangewachsen. Sie erfordert zwar bei der Ausübung gemeinsamer Projekte viel zusätzliche Arbeit. Aber ihr Nutzen muss als unschätzbar hoch angesehen werden. Schließlich finden die Prozesse im Klimasystem keineswegs allein auf dem Territorium einer Provinz statt; sie sind vielmehr eine Folge von global ablaufenden Prozessen, die ihrerseits wechselwirken. Und man hat auch sehr früh erkannt, dass anthropogene Ursachen diese Prozesse beeinflussen und entscheidend und lokal unterschiedlich modifizieren können.

Durch mein persönliches Engagement in solchen Programmen konnte ich auch vieles nach meinen Vorstellungen mitgestalten. Viel wichtiger war mir dabei die Möglichkeit für meine damaligen Mitarbeiter Wege zu finden, um sehr früh „internationale Luft zu schnuppern“.

*9. Was waren die großen Erfolge in der Strahlungsbilanzforschung? Verstehen wir nach etwa 50 Jahren nun besser, wie zum Beispiel Wolken und Aerosole unser Klima beeinflussen?*

Um das Jahr 1970 herum waren wir, wie vorher angedeutet, überzeugt dass die Erde im globalen Jahresmittel etwas mehr solare Strahlung in das All zurück streut und dafür vom All aus gesehen etwas kühler ist. Die damals von mir und später auch anderen vorgenommenen Analysen von geeigneten Satellitendaten haben dieses Bild nachhaltig geändert und schließlich auch viele Details sichtbar gemacht. Dazu haben auch weitere Entwicklungen zur Berechnung der Strahlungsbilanzkomponenten an der Erdoberfläche geführt, wozu insbesondere die detaillierten Daten des Internationalen Satelliten-Wolkenklimatologie-Projekts (ISCCP) beitragen.

Während die Strahlungswerte am Oberrand der Atmosphäre aufgrund der Satellitenmessungen als relativ genau (innerhalb von ungefähr 5 %, je nach räumlicher und zeitlicher Auflösung) und stabil angesehen werden können, sind diejenigen am Erdboden mit einer größeren Unsicherheit zu belegen. Dies liegt an unserer Unkenntnis an Erdbodeneigenschaften (Albedo, Temperatur, etc.),

die nur sehr lückenhaft durch direkte Messungen erfasst werden. Auch ist unsere Kenntnis über Details der optischen Eigenschaften und Höhenverteilung von Wolkenfeldern noch sehr lückenhaft. Ähnliche Unsicherheiten muss man auch bei den vorhandenen Aerosolen berücksichtigen. Auf alle Fälle verstehen wir den Strahlungshaushalt unseres Klimasystems besser als vor 50 Jahren und können zeitliche Variationen einzelnen Ursachen bereits zuordnen.

*10. Wo sehen Sie die zukünftigen großen Herausforderungen?*

Bereits vor mehr als 20 Jahren war der hier befassten Forschungsgemeinschaft klar, dass die bestehenden Messnetze am Erdboden wesentlich verdichtet und geeicht werden

müssen. Das kann nur in engster Zusammenarbeit mit allen Mitgliedstaaten der WMO erfolgen und erfordert nicht nur hohe finanzielle Beiträge sondern ein strenges Qualitätsmanagement. Vielerorts dürften diesen Anforderungen die politischen Fakten nicht gerecht werden. Komplementär sind zahlreiche Untersuchungen der Repräsentativität solcher Daten durchzuführen. Die Einbeziehung detaillierter Satellitendaten benötigt noch unbekannt höhere Rechnerleistungen.

Das zu erreichende Ziel erscheint mir aber klar definiert: Wir müssen auf diesem Sektor der Klimaforschung Datensätze erstellen aus denen mit hoher Sicherheit Klimavariationen in unterschiedlichen Raum- und Zeitskalen und möglichst auch deren Ursachen erkannt und Klimamodelle geeicht werden können.

G. SECKMEYER, M. WENDISCH, A. MACKE

# 1 Strahlungsgrößen, -gesetze und -übertragung

Radiation properties, radiation laws and radiation transfer

## Zusammenfassung

Einleitend zu dem Promet-Heft „Strahlung“ sollen an dieser Stelle die wichtigsten Strahlungsbegriffe und -gesetze genannt werden. Auch die Strahlungsgesetze, die unmittelbar für die Strahlungsbilanzierung von Bedeutung sind, werden aufgeführt. Schließlich werden die Strahlungsübertragungsgleichung und einige Lösungsansätze vorgestellt. Die mikroskopischen Streu- und Absorptionseigenschaften atmosphärischer Partikel sind in einem gesonderten Kapitel zusammengefasst.

## Summary

Introducing the promet issue “radiation” at this point the most important radiative properties are provided. Also those radiation laws that are immediately important for the radiative energy budget are stated. Finally, the radiative transfer equation and some solutions are introduced. The microscopical scattering and absorption properties are summarized in a special chapter.

## 1 Definitionen radiometrischer Strahlungsgrößen

Die Definitionen von Strahlungsgrößen in der Meteorologie orientiert sich an den Festlegungen des Deutschen Instituts für Normen DIN beziehungsweise an einschlägigen Lehrbüchern (zum Beispiel WENDISCH und YANG 2012).

In der DIN und auch in der Lichttechnik wird zwischen sender- und empfängerseitigen Strahlungsgrößen unterschieden. Als Sender werden jegliche Objekte, die optische (ultraviolette, sichtbare und infrarote) Strahlung abgeben, bezeichnet. Senderseitige Größen sind demnach Größen, die von solchen Objekten ausgehende Strahlung beschreiben, diese werden durch den Index 1 gekennzeichnet. Unter dem Begriff Empfänger versteht man Materie oder Instrumente, welche mit optischer Strahlung wechselwirken, im Folgenden gekennzeichnet durch Index 2 (siehe auch Abbildung 1-2).

### 1.1 Definition des Raumwinkels (engl. „solid angle“)

Geometrisch betrachtet bezieht man sich auf die Einheitskugel, da diese alle Raumpunkte mittels Kugelkoordinaten winkelabhängig beschreibt:

$$d\Omega = \sin(\theta) d\theta d\varphi, \quad (1)$$

wobei  $\varphi$  den Azimutwinkel und  $\theta$  den Polarwinkel bezeichnen.

Um einen Bezug zwischen Raumwinkel und Sender- beziehungsweise Empfängerfläche herzustellen, muss die Einstrahlungsrichtung einbezogen werden, da die Einstrahlung nicht immer senkrecht zur ihr stattfindet. Abbildung 1-1 veranschaulicht den Raumwinkel.

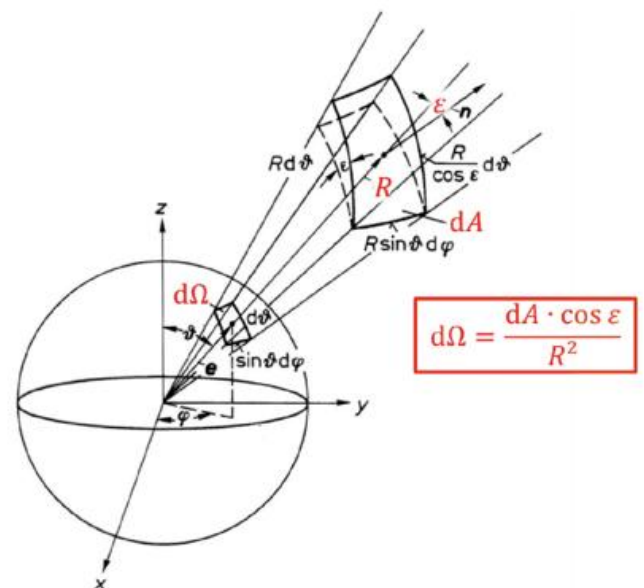


Abb. 1-1: Geometrie zur Beschreibung des Raumwinkels  $d\Omega$ , wobei  $dA$  eine beliebig im Raum orientierte Sender- oder Empfängerfläche bezeichnet,  $R$  beschreibt den Abstand zwischen der Fläche und dem Ursprung,  $\varepsilon$  beschreibt die Neigung der Flächennormalen zum Einheitskreis,  $\theta$  den Zenithwinkel,  $\varphi$  den Azimutwinkel und  $x, y, z$  die drei Raumrichtungen in kartesischen Koordinaten.

Aus geometrischen Betrachtungen folgt:

$$\cos(\alpha) dA = R^2 \cdot \sin(\theta) d\theta d\varphi, \quad (2)$$

$$\Leftrightarrow dA = \frac{R^2}{\cos \alpha} \sin(\theta) d\theta d\varphi \equiv \frac{R^2}{\cos \alpha} d\Omega. \quad (3)$$

Den Wert des Raumwinkels erhält man durch Integration:

$$\Omega = \iint \frac{\cos \alpha}{R^2} dA \quad (4)$$

Die Einheit des Raumwinkels ist Steradian, abgekürzt als 1 sr:

$$[\Omega] = 1 \text{ sr} = 1 \frac{\text{m}^2}{\text{m}^2} \quad (5)$$

### 1.2 Spektrale Größen (spectral quantities)

Als spektrale Größen werden Größen bezeichnet, die abhängig von Wellenlänge (oder Frequenz) vorliegen:

$$x_\lambda = \frac{dX}{d\lambda} \quad (6)$$

wobei  $X$  eine beliebige Strahlungsgröße und  $\lambda$  die Wellenlänge ist.

#### 1.2.1 Strahlungsenergie (radiant energy)

Grundgröße der Strahlungsphysik ist die Strahlungsenergie mit der Einheit Joule:

$$[Q] = 1 \text{ J} = 1 \text{ Ws} = 1 \frac{\text{kg m}^2}{\text{s}^2} \quad (7)$$

#### 1.2.2 Strahlungsleistung (radiant power)

Die Strahlungsleistung (auch Strahlungsfluß genannt)  $\phi$  ist der Quotient aus Strahlungsenergie  $Q$  und der Zeit  $t$ .

$$\phi(t) = \frac{dQ}{dt} \quad [\phi] = 1 \text{ W} = 1 \frac{\text{J}}{\text{s}} \quad (8)$$

#### 1.2.3 Radiometrisches Entfernungsgesetz

Bei der Übertragung von Strahlungsleistung gilt das radiometrische Entfernungsgesetz:

$$d^2\phi_{1 \rightarrow 2} = L_1 \frac{\cos(\varepsilon_1) \cos(\varepsilon_2) dA_1 dA_2}{R^2} \quad (9)$$

#### 1.2.4 Senderseitige Größen (Index 1)

1. Die spezifische Ausstrahlung  $M$  (radiant exitance) ist der Quotient aus der von einer Fläche  $A_1$  ausgehenden Strahlungsleistung  $\phi$  und dieser Fläche.

$$M = \frac{d\phi}{dA} ; [M] = 1 \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \quad (10)$$

2. Die Strahlstärke  $I$  (radiant intensity) ist der Quotient aus der von einer Strahlungsquelle in einer Richtung ausgehenden Strahlungsleistung  $\phi$  und dem durchstrahlten Raumwinkel  $\Omega_1$ . Um die Ausstrahlung der Energie eines Strahlers zu beschreiben, wird oft die Strahlstärke verwendet.

Es gilt:

$$I = \frac{d\phi}{d\Omega_1} ; [I] = 1 \frac{\text{W}}{\text{sr}} \quad (11)$$

3. Die Strahldichte  $L$  (radiance) ist der Quotient aus der durch eine Fläche  $A$  in einer Richtung durchtretenden (auf-treffenden) Strahlungsleistung  $\phi$  und dem Produkt aus dem durchstrahlten Raumwinkel  $\Omega$  und der Projektion der Fläche  $[dA \cos(\alpha)]$  auf eine Ebene senkrecht zur betrachteten Richtung.

$$L = \frac{d^2\phi}{d\Omega dA \cdot \cos \alpha} ; [L] = 1 \frac{\text{W}}{\text{m}^2 \text{sr}} \quad (12)$$

Dabei ist  $\alpha$  der Winkel zwischen der Flächennormalen des Flächenelements und der Ausbreitungsrichtung des Lichts.

Die Strahldichte kann als Sender- und als Empfängergröße definiert werden. In ersterer Betrachtung steht  $dA$  für das Flächenelement der Quelle.  $d\Omega$  ist hier der Raumwinkel, in welchem die Strahlungsleistung emittiert wird.

Als Empfängergröße bezeichnet  $dA$  das Flächenelement des Empfängers und  $d\Omega$  den Raumwinkel, der von der Quelle aus Sicht des Detektors eingenommen wird.

#### 1.2.5 Empfängerseitige Größen (Index 2)

1. Die Bestrahlungsstärke  $E$  (irradiance) ist der Quotient aus der auf eine Fläche  $A_2$  auftreffenden Strahlungsleistung  $\phi$  und dieser Fläche

$$E = \frac{d\phi}{dA_2} ; [E] = 1 \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \quad (13)$$

Statt der Bestrahlungsstärke wird in der Meteorologie häufig der Begriff „Strahlungsflussdichte“ (radiant flux density) verwendet.

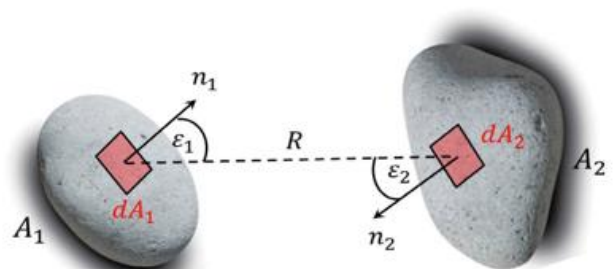


Abb. 1-2: Veranschaulichung des radiometrischen Entfernungsgesetzes.  $dA_1$  und  $dA_2$  bezeichnen die jeweiligen Flächenelemente des Senders beziehungsweise Empfängers mit den zugehörigen Normalenvektoren  $n_1$  und  $n_2$ .  $\varepsilon_1$  und  $\varepsilon_2$  sind die Neigungswinkel der Flächenelemente zur gemeinsamen Verbindungslinie und  $R$  ist der Abstand zwischen den beiden Flächenelementen.

2. Die Bestrahlung  $H$  (irradiation or dose or irradiance integrated over time) ist das Produkt aus der Bestrahlungsstärke  $E$  und der Dauer  $t$  des Bestrahlungsvorgangs. Dabei beschreibt  $t_1$  den Anfangszeitpunkt und  $t_2$  das Ende des Bestrahlungsvorgangs.

$$H = \int_{t_1}^{t_2} E(t') dt' \quad [H] = 1 \frac{J}{m^2} \quad (14)$$

3. Die Raumbestrahlungsstärke (radiant fluence rate or spherical irradiance)  $E_0$  ist das Vierfache des Quotienten aus der Strahlungsleistung, die auf die Außenseite einer kleinen um den betrachteten Punkt gedachten Kugel auffällt und der Kugeloberfläche  $A_k$ . Es gilt:

$$E_0 = \int_{4\pi} L(\epsilon, \phi) d\Omega_2 \quad (15)$$

beziehungsweise bei konstanter Strahldichte ergibt sich

$$E_0 = 4 \frac{\phi}{A_k} \quad (16)$$

Verwendet man anstatt der Strahldichte  $L(\epsilon, \phi)$  die spektrale Strahldichte  $L_\lambda(\epsilon, \phi, \lambda)$ , so erhält man die spektrale Raumbestrahlungsstärke.

Die oben beschriebenen Größen sind zwar in sich konsistent, werden in der Literatur jedoch manchmal anders verwendet. Daher folgende Anmerkungen:

- In der DIN wird die Raumbestrahlungsstärke auch als „Strahlungsflussdichte“ bezeichnet. Das ist insofern verwirrend, weil „Strahlungsflussdichte“ auch für die Bestrahlungsstärke auf eine ebene Fläche verwendet wird.
- In der Luftchemie wird meist statt der Raumbestrahlungsstärke der Begriff „aktinischer Fluss“ (actinic flux) - manchmal auch „aktinischer Strahlungsfluß“ - verwendet. Dies trägt zu noch größerer Verwirrung bei, weil es sich dabei nicht um einen Fluss handelt, sondern um eine Flussdichte. Wenn überhaupt – dann sollte also die Raumbestrahlungsstärke als „aktinische Strahlungsflussdichte“ bezeichnet werden. Jedoch wird der Begriff „aktinisch“ auch in der DIN verwendet, allerdings hat er dort nicht die Bedeutung einer Raumbestrahlungsstärke, sondern bezeichnet eine mit einer Wirkungsfunktion gewichtete und über alle Wellenlängen integrierte Strahlungsgröße.
- Wenn wirklich notwendig, dann sollte anstatt der „gewichteten und über die Wellenlängen integrierten Raumbestrahlungsstärke“ der Begriff „aktinische Strahlungsflussdichte“ verwendet werden.
- Die Raumbestrahlung (radiant fluence or radiant spherical exposure)  $H_0$  ist das Produkt aus der Raumbestrahlungsstärke  $E_0$  und der Dauer  $t$  des Bestrahlungsvorgangs. Dabei beschreibt  $t_1$  den Anfangszeitpunkt und  $t_2$  das Ende des Bestrahlungsvorgangs.

$$H_0 = \int_{t_1}^{t_2} E_0 dt' \quad [H_0] = 1 \frac{J}{m_2} \quad (17)$$

## 1.2.6 Wirksame radiometrische Größen

Photobiologisch wirksame Strahlungsgrößen (*biologically weighted quantities*) sind Strahlungsgrößen, die allgemein mit folgender Gleichung beschrieben werden:

$$X_{bio} = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} X(\lambda) \cdot A_{bio}(\lambda) d\lambda \quad (18)$$

Dabei ist  $X_{bio}$  eine photobiologisch oder photochemische wirksame Strahlungsgröße,  $X(\lambda)$  eine spektrale strahlungsphysikalische Größe,  $A_{bio}(\lambda)$  die relative spektrale Empfindlichkeit des betrachteten photobiologischen Vorganges, dessen Werte als spektrale Wirkungsfaktoren bezeichnet werden, und  $\lambda_1, \lambda_2$  die untere und obere Grenzwellenlänge für den Empfindlichkeitsbereich.

## 1.2.7 Erythemwirksame Bestrahlungsstärke und UV-Index (erythemal irradiance and UV index)

Um die Gefahr von Hautschädigungen durch UV-Strahlung besser einstufen zu können, wurde von der Internationalen Beleuchtungskommission (CIE) das erytheme Wirkungsspektrum  $S_{ery}(\lambda)$  eingeführt, welches folgendermaßen definiert ist

$$\begin{aligned} S_{ery} &= 1,0 && \text{für } 250\text{nm} \leq \lambda \leq 298\text{nm} \\ S_{ery} &= 10^{0,094(298-\lambda)} && \text{für } 298\text{nm} < \lambda \leq 328\text{nm} \\ S_{ery} &= 10^{0,015(140-\lambda)} && \text{für } 328\text{nm} < \lambda \leq 400\text{nm} \end{aligned}$$

und die erytheme Wirkung der jeweiligen Wellenlänge beschreibt.

Der dimensionslose UV-Index bezeichnet den am Boden zu erwartenden Tageshöchstwert der sonnenbrandwirksamen Bestrahlungsstärke. Er wurde zur Information der Bevölkerung über die auf den Erdboden einfallende UV-Strahlung eingeführt und berechnet sich wie folgt:

$$UVI = 40 \cdot \left[ \frac{m^2}{W} \right] \int_{250\text{nm}}^{400\text{nm}} E(\lambda) \cdot S_{ery}(\lambda) d\lambda, \quad (19)$$

wobei das Produkt der spektralen Bestrahlungsstärke  $E(\lambda)$  und der erythemen Wirkungsfunktion  $S_{ery}(\lambda)$  die erythemwirksame spektrale Bestrahlungsstärke beschreibt.

## 1.2.8 Exposition (exposure)

Die Exposition  $E_x$  eines Menschen wird definiert als die photobiologisch gewichtete Strahlungsenergie, welche auf einen menschlichen Körper auftrifft.

Wenn verschiedene Körperregionen verschiedene biologische Gewichtungen haben, diese also von der bestrahlten Fläche  $dA_n$  sowie vom Einfallswinkel der Strahldichte abhängen kann,  $E_{x\text{gewichteter}}$  folgendermaßen berechnet werden:

$E_{x\text{gewichtet}} =$

$$\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{t_1}^{t_2} \left( \int_0^{2\pi} \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} \left( \int_{A(\varepsilon, \varphi)} L_{\lambda}(\varepsilon, \varphi, t, \lambda) dA_n \right) S(\lambda, dA_n, \alpha, \varphi) \cos(\alpha) \sin(\varepsilon) d\varepsilon d\varphi \right) dt d\lambda. \quad (20)$$

Alternativ kann  $E_{x\text{gewichtet}}$  auch in Vektorschreibweise ausgedrückt werden:

$E_{x\text{gewichtet}} =$

$$\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{t_1}^{t_2} \left( \int_0^{2\pi} \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} \left( \int_{A(\varepsilon, \varphi)} \vec{L}_{\lambda}(\varepsilon, \varphi, t, \lambda) d\vec{A}_n \right) S(\lambda, dA_n, \alpha, \varphi) \cos(\alpha) \sin(\varepsilon) d\varepsilon d\varphi \right) dt d\lambda. \quad (21)$$

Hierbei bezeichnet  $t_1$  den Beginn und  $t_2$  das Ende der Expositionszeit,  $\varepsilon$  den Einfallswinkel und  $S(\lambda, dA_n, \alpha, \varphi)$  die biologische Wirkungsfunktion.

Um die Vitamin  $D_3$ -gewichtete Exposition zu berechnen, wird die Strahldichte jeder Himmelskoordinate mit dem Wirkungsspektrum der biologischen Reaktion der Vitamin-D-Wirkungsfunktion gewichtet und anschließend über alle relevanten Wellenlängen integriert.

Hierfür wird meist die von der Internationalen Beleuchtungskommission (CIE) festgelegte Wirkungsspektrum  $S_{vit D}(\lambda)$  für die Synthese von Provitamin  $D_3$  in der menschlichen Haut verwendet.

## 2 Strahlungsgesetze

Feste, flüssige und gasförmige Körper können Strahlung emittieren, absorbieren, reflektieren und transmittieren. Diese Eigenschaften werden durch das Emissions- ( $E$ ), Absorptions- ( $A$ ), Reflexions- ( $R$ ) und Transmissionsvermögen ( $T$ ) quantifiziert. Ein Körper, der alle einfallende Strahlung absorbiert, emittiert nach dem Planckschen Strahlungsgesetz Strahlung entsprechend seiner Temperatur ( $E = 1, A = 1$ ) und wird ein schwarzer Körper genannt. Bei der Wechselwirkung zwischen Strahlung und einem Medium gilt aufgrund der Energieerhaltung:

$$A + R + T = 1 \quad (22)$$

Ein realer Körper (oder ein Gasvolumen) ist in der Regel nicht schwarz, das heißt sein Absorptionsvermögen entspricht nicht dem eines schwarzen Körpers. Die von einem realen Körper abgestrahlte spektrale Strahldichte  $L_{\lambda}$  ist proportional zu seinem Absorptionskoeffizienten, der von körperspezifischen Eigenschaften abhängt, und der Schwarzkörperstrahlung entsprechend seiner Temperatur (Kirchhoffsches Strahlungsgesetz). Das spektrale Absorptionsvermögen eines Körpers ist also gleich seinem spektralen Emissionsvermögen.

Das Plancksche Strahlungsgesetz gibt die Strahldichte  $L$  eines Schwarzkörpers an, wahlweise als Funktion der Frequenz  $\nu$  und Temperatur  $T$  mit

$$L_{\nu} = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{e^{\frac{h\nu}{kT}-1}}, \quad (23)$$

mit der Einheit [ $\text{W m}^{-2}\text{Hz}^{-1}\text{sr}^{-1}$ ] oder mit

$$\nu = c/\lambda, d\nu = -c\lambda^{-2}d\lambda, L_{\nu}d\nu = -L_{\lambda}d\lambda \quad (24)$$

als Funktion der Wellenlänge  $\lambda$ .

$$L_{\lambda} = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda kT}-1}}, \quad (25)$$

mit der Einheit [ $\text{W m}^{-3}\text{sr}^{-1}$ ], wobei  $h = 6,63 \times 10^{-34} \text{ J s}$  die Planck'sche Konstante,  $k = 1,38 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$  die Boltzmann Konstante,  $T$  die absolute Temperatur und  $c$  die Lichtgeschwindigkeit sind.

Die Integration der Strahldichte über alle Wellenlängen und Raumrichtungen ergibt die spezifische Ausstrahlung eines Schwarzkörpers

$$M = \sigma T^4 \quad (26)$$

mit der Stefan-Boltzmann-Konstante  $\sigma = 2\pi^5 k^4 / (15c^2 h^3) = 5,670 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ .

Für  $h\nu \leq kT$ , zum Beispiel im Mikrowellenbereich, gilt in guter Näherung das Rayleigh-Jeans-Gesetz

$$L = \frac{2\nu^2 k}{c^2} T. \quad (27)$$

Damit ist die Strahldichte direkt proportional zur physikalischen Temperatur. Die mit Gleichung 27 aus einer gegebenen Strahldichte berechnete Temperatur wird auch als Helligkeitstemperatur bezeichnet.

Die hochfrequente Approximation des Planckschen Strahlungsgesetzes ( $h\nu \geq kT$ ) ergibt die Wiensche Approximation.

$$L_{\nu} = \frac{2h\nu^3}{c^2} \exp\left(-\frac{h\nu}{kT}\right) \quad (28)$$

## 3 Strahlungsübertragungsgleichung und Lösungsansätze

Die Schwächung der Strahldichte  $L(s, \theta, \varphi)$  entlang eines Weges  $ds$  in Richtung  $(\theta, \varphi)$  durch Streuung und Absorption (= Extinktion) wird phänomenologisch beschrieben durch

$$dL(s, \theta, \varphi) = -\varepsilon \cdot L(s, \theta, \varphi) ds. \quad (29)$$

Hierbei ist  $\varepsilon = \varepsilon_s + \varepsilon_a$  der Volumenextinktionskoeffizient, der den Extinktionsquerschnitt pro Volumen angibt und sich aus dem Volumenstreu-  $\varepsilon_s$  und -absorptionskoeffizienten  $\varepsilon_a$  zusammensetzt.

Zusätzlich ist die Summe der aus allen Richtungen  $(\theta', \varphi')$  in die Ausbreitungsrichtung eingestreuete Strahldichte zu berücksichtigen:

$$dL(s, \theta, \varphi) = -\varepsilon \cdot J(\theta, \varphi) ds, J(\theta, \varphi) = \frac{1}{4\pi} \int_{\Omega} L(\theta', \varphi') \cdot P(\theta', \varphi', \theta, \varphi) d\Omega \quad (30)$$

Im Quellterm für Streuung  $J(\theta, \varphi)$  ist  $P(\theta', \varphi'; \theta, \varphi)$  die Wahrscheinlichkeit für einen Streuprozess aus der Richtung  $(\theta', \varphi')$  in die Richtung  $(\theta, \varphi)$  gegeben ein Streuergebnis und wird als Phasenfunktion bezeichnet.

Ein weiterer Quellterm kommt durch die thermische Emission in die betrachtete Ausbreitungsrichtung hinzu:

$$dL = \varepsilon_a \cdot L_p(T) ds \quad (31)$$

Hierbei ist  $L_p(T)$  die oben beschriebene richtungsunabhängige (isotrope) Strahldichte eines Schwarzkörpers.

Die Summe aus den Strahldichteänderungen durch Extinktion, Einstreuung und thermischer Emission ergibt die Strahlungsübertragungsgleichung (SÜG):

$$dL(s, \theta, \varphi) = -\varepsilon \cdot L(s, \theta, \varphi) ds + \varepsilon_s \cdot J(\theta, \varphi) ds + \varepsilon_a \cdot L_p(T) ds \quad (32)$$

An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, dass neben diesem hier verwendeten phänomenologischen Lösungsansatz auch eine fundamentale physikalische Herleitung der SÜG auf Basis einer makroskopischen Betrachtung der Maxwell-Gleichungen existiert (MISHCHENKO 2002).

Diese skalare SÜG stellt eine Näherung für die Strahldichte dar, da strenggenommen der Stokes-Vektor anstatt der skalaren Strahldichte berücksichtigt werden müsste. Die skalare Vereinfachung kann bei kleinen Größenparametern (Verhältnis von Partikelumfang zu Wellenlänge) zu Fehlern in der berechneten Strahldichte um 10 % führen.

Für eine rein absorbierende/emittierende Atmosphäre lässt sich die Strahlungsübertragungsgleichung entlang des Weges integrieren. Sobald Einstreuung in die Ausbreitungsrichtung zu berücksichtigen ist, wird die SÜG zu einer Integrodifferentialgleichung, wobei die Strahldichte sowohl in der Ableitung als auch im Integral steht. Diese Gleichung ist nur mit hohem numerischem Aufwand zu lösen. Hinzu kommt, dass die Phasenfunktion in der Regel nicht als analytische Funktion, sondern als

vorab errechnetes Tabellenwerk vorliegt, was eine analytische Lösung ebenfalls ausschließt. Lediglich für optisch dünne Atmosphären ergibt sich im Rahmen der sogenannten Einfachstreuapproximation (WENDISCH und YANG 2012) eine genäherte analytische Lösung.

Unter der Annahme, dass die Streuung an den atmosphärischen Partikeln isotrop ist, lässt sich die SÜG über mittels Integration über jeweils den unteren und oberen Halbraum zu einer Gleichung für die Bestrahlungsstärken (Strahlungsflussdichten) umwandeln und integrieren. Damit gelangt man zur sogenannten Zweistromapproximation (WENDISCH und YANG 2012). Diese wird oftmals für optisch dicke, streuende Atmosphären angewendet, wo man annehmen kann, dass die Streuung nach hinreichend vielen aufeinanderfolgenden Streuprozessen im Mittel insgesamt isotrop ist.

Viele numerische Lösungen der SÜG gehen von der Entwicklung der Strahldichten und der Phasenfunktion nach Legendre- und Kugelflächenfunktionen aus. Für diskrete Winkel ergibt sich dabei ein Satz von linearen gekoppelten Differentialgleichungen mit bekannten Lösungsformen. Beispiele hierfür sind die **Diskrete Ordinaten-Methode** (DOM, siehe zum Beispiel GERSTL und ZARDECKI 1985), die **Matrix-Operator-Methode** (MOM, siehe zum Beispiel FISCHER und GRASSL 1984), oder die **Sphärische Harmonische Diskrete Ordinaten Methode** (SHDOM und EVANS 1998). Andere Methoden gehen von einer infinitesimal dünnen Atmosphärenschicht aus, für welche die Lösung der Einfachstreuapproximation gilt, und entwickeln eine analytische Iteration der Schichtverdoppelung, die nach hinreichend vielen Schritten die Lösung für eine beliebig dicke Atmosphäre liefert (Dopplungsadditionsmethode, siehe zum Beispiel LIU und WENG 2006). Oder man erhöht ausgehend von der Einfachstreuapproximation die Anzahl der berücksichtigten Streuprozesse (Methode der aufeinanderfolgenden Streuordnung, engl. „Successive Order Of Scattering“, SOS, siehe zum Beispiel LENOBLE et al. 2007).

Neben analytischen oder numerischen Lösungen der STG werden alternativ die Streu-, Absorptions- und Emissionsprozesse in einer vorgegebenen Atmosphäre direkt für eine hinreichend große Anzahl einfallender Strahlen simuliert. Dabei werden die Weglängen zwischen zwei Streuprozessen, die Richtungsänderung der gestreuten Strahldichten sowie die Absorption mit vorgegebenen Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen simuliert. Solche sogenannte Monte-Carlo-Verfahren sind mittlerweile aufgrund der zur Verfügung stehenden Rechenleistung praktikabel und ausgereift (siehe zum Beispiel CAHALAN et al. 2005). Mit diesen lassen sich im Grunde beliebig komplexe räumlich inhomogene Wolkenstrukturen berücksichtigen. Allerdings ist der Rechenaufwand für optisch dicke Atmosphären noch zu aufwändig, um Monte-Carlo-Verfahren zum Beispiel in der Berechnung von Abkühlungs- und Heizraten in dynamischen Atmosphärenmodellen zu verwenden. Hierzu entstehen gerade viel-

versprechende Näherungen mittels Monte-Carlo-basierten Parametrisierungen (KLINGER und MAYER 2016) oder mittels Mehrstromapproximationen (JACUB und MAYER 2015). Siehe auch den Artikel von Mayer „Erwärmungs- und Abkühlungsraten – Wie wichtig ist 3D-Strahlungs-transport?“ in dieser Ausgabe.

Eine ältere aber nach wie vor sehr lesenswerte Übersicht über Lösungen der Strahlungstransportgleichung findet man in HANSEN und TRAVIS (1974).

**Literatur**

CAHALAN, R.-F., et al., 2005: The International Inter-comparison of 3D Radiation Codes (I3RC): Bringing together the most advanced radiative transfer tools for cloudy atmospheres. *Bull. Amer. Met. Soc.*, doi: 10.1175/BAMS-86-9-1275.

DIN 5031, Teil 1, 1982: Strahlungsphysik im optischen Bereich und Lichttechnik, Größen, Formelzeichen und Einheiten der Strahlungsphysik. DK 535.2-2:628.9:001.4:003.62, Beuth, März 1982.

DIN 5031, Teil 10, 2016: Strahlungsphysik im optischen Bereich und Lichttechnik, Photobiologisch wirksame Strahlung, Größen, Kurzzeichen und Wirkungsspektren, vorgesehen als Ersatz für DIN 5031-10:2013-12. Entwurf, November 2016.

EVANS, K.F., 1998: The Spherical Harmonics Discrete Ordinate Method for Three-Dimensional Atmospheric Radiative Transfer. *Journal of the Atmospheric Sciences* **55**, 3, 429-446.

FISCHER, J., GRASSL, H., 1984: Radiative transfer in an atmosphere–ocean system: an azimuthally dependent matrix-operator approach. *Appl. Opt.* **23**, 1032-1039.

GERSTL, S.A.W., ZARDECKI, A., 1985: Discrete-ordinates finite-element method for atmospheric radiative transfer and remote sensing. *Appl. Opt.* **24**, 81–93.

HANSEN, J. E., TRAVIS, L.D., 1974: Light scattering in planetary atmospheres. *Space Science Reviews* **16**, 4, 527-610.

JAKUB, F., MAYER, B., 2015: A three-dimensional parallel radiative transfer model for atmospheric heating rates for use in cloud resolving models: The TenStream solver. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* **163**, 63-71.

KLINGER, C., MAYER, B., 2016: The Neighboring Column Approximation (NCA) – A fast approach for the calculation of 3D thermal heating rates in cloud resolving models. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* **168**, 17-28.

LENOBLE, J., HERMAN, M., DEUZÉ, J.L., LAFRANCE, B., SANTER, R., TANRÉ, D., 2007: A successive order of scattering code for solving the vector equation of transfer in the earth’s atmosphere with aerosols. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* **107**, 479-507.

LIU, Q., WENG, F., 2006: Advanced Doubling–Adding Method for Radiative Transfer in Planetary Atmospheres. *J. Atmos. Sci.* **63**, 3459–3465.

MCKENZIE, R., BLUMENTHALER M., DIAZ, S., FIOLETOV, F., HERMAN, J., SECKMEYER, G., SMEDLEY, A., WEBB, A., 2014: Rationalizing Nomenclature for UV Doses and Effects on Humans. Joint publication of CIE and WMO (World Meteorological Organization). *WMO/GAW Report* **211**, CIE 209:2014, CIE Technical Report, DC: 612.014.481-06.

MISHCHENKO, M.I., 2002: Vector radiative transfer equation for arbitrarily shaped and arbitrarily oriented particles: A microphysical derivation from statistical electromagnetics. *Appl. Opt.* **41**, 7114–7134.

SECKMEYER, G., SCHREMPF, M., WIECZOREK, A., RIECHELMANN, S., GRAW, K., SECKMEYER, S., ZANKL, M., 2013: A novel method to calculate solar UV exposure relevant to vitamin D production in humans. *Photochemistry & Photobiology* **89**, 974–983.

WENDISCH, M., YANG, P., 2012: Theory of Atmospheric Radiative Transfer – A Comprehensive Introduction. *Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim*, 321 pp.

PROF. DR. GUNTHER SECKMEYER  
Leibniz Universität Hannover,  
Institut für Meteorologie und Klimatologie  
Herrenhäuser Straße 2  
30419 Hannover  
seckmeyer@muk.uni-hannover.de

PROF. DR. MANFRED WENDISCH  
Universität Leipzig  
Institut für Meteorologie  
Stephanstr. 3  
04103 Leipzig  
m.wendisch@uni-leipzig.de

PROF. DR. ANDREAS MACKE  
Leibniz-Institut für Troposphärenforschung e.V. (TROPOS)  
Permoserstr. 15  
04318 Leipzig  
macke@tropos.de

A. MACKE

# 2 Streuung und Absorption solarer Strahlung in der Atmosphäre

## Scattering and absorption of solar radiation in the atmosphere

### Zusammenfassung

Die atmosphärische Strahlungsbilanz im solaren Spektralbereich wird zum größten Teil durch Streuung und Absorption an atmosphärischen Gasen, Aerosolen und Wolkenpartikeln bestimmt. Das vorliegende Kapitel fasst die für meteorologische Anwendungen gängigsten Methoden zur Berücksichtigung der Streuung und Absorption an den unterschiedlichen Streukörpern zusammen.

### Summary

The atmospheric radiation budget in the solar spectral range is largely determined by scattering and absorption at atmospheric gases, aerosols and cloud particles. The present chapter summarizes the most common methods to account for scattering and absorption at the various scattering particles in meteorological applications.

### 1 Einleitung

Während im thermischen Spektralbereich die spektral hoch variable Absorption an und Emission von den unterschiedlichen atmosphärischen Gasen die Berechnung des Strahlungstransports vor große Herausforderungen stellt, sind es im solaren Spektralbereich die unterschiedlichen und oft komplex geformten Aerosole (Schwebeteilchen) und Hydrometeore (Wolken- und Niederschlagspartikel), die es zur Berechnung der reflektierten, transmittierten und absorbierten Bestrahlungsstärke zu berücksichtigen gilt. Die Streuung des Sonnenlichtes an den atmosphärischen Gasen spielt auch eine wichtige Rolle im solaren Strahlungshaushalt, ist aber durch die Annahme von Rayleighstreuung (siehe unten) sehr gut beschrieben. Auch spektrale Absorptionscharakteristika von Sauerstoff, Wasserdampf und diversen Spurengasen können durch hoch aufgelöste Spektroskopie zur Fernerkundung ihrer Konzentrationen genutzt werden, haben aber eher einen vergleichsweise geringen Einfluss auf die breitbandige solare Bestrahlungsstärke. Sie sind allerdings für den solaren Infrarotbereich (Wellenlängen  $> 0,7 \mu\text{m}$ ) durchaus relevant.

Jegliche Inhomogenität in einem Medium, durch das elektromagnetische Strahlung transportiert wird, erzeugt Streuprozesse. Auch die Moleküle eines Gases stellen eine solche Inhomogenität dar. Die Streuung an ihnen wird nä-

herungsweise durch die Rayleigh-Streuung beschrieben, für die die Ausdehnung der Streukörper klein gegen die Wellenlänge der einfallenden Strahlung sein muss. Im Falle kugelförmiger Teilchen (nahezu alle flüssigen Mikrometeore) kann die Streuung exakt durch die Lorenz-Mie-Theorie (oft nur als Mie-Theorie bezeichnet) beschrieben werden. Nichtkugelförmige Streukörper wie zum Beispiel Staubteilchen oder Eiskristalle erfordern Lösungsansätze, die zumeist nicht exakte Lösungen des Streuproblems, sondern lediglich Näherungen ergeben. Für den Strahlungstransport und in der Fernerkundung muss den unterschiedlichen Streueigenschaften verschiedener Teilchengrößen und -formen Rechnung getragen werden, um die Strahlungsbilanz korrekt zu berechnen und/oder um das gemessene Signal (die gestreute Strahlung) richtig interpretieren zu können. Darüber hinaus kommt bei extrem asphärischen Partikeln wie etwa Eisplättchen oder -nadeln hinzu, dass diese eine Vorzugsorientierung einnehmen können (wie man zum Beispiel bei Halo-Erscheinungen wie Nebensonnen und einigen Lichtbögen erkennen kann). Dies verkompliziert den Strahlungstransport erheblich, da nun das Streuverhalten nicht nur vom Streuwinkel relativ zur Vorwärtsstreuung, sondern auch vom Einfallswinkel relativ zur Horizontalen abhängt. Der Effekt der Partikelorientierung auf die Bestrahlungsstärke wurde in Fallstudien (zum Beispiel KLOTZSCHE und MACKE 2006) untersucht, findet aber in der Regel keine Anwendung in der atmosphärischen

Strahlungsbilanzberechnung. Ein Grund hierfür ist neben dem rechnerischen Aufwand sicher auch, dass Vorzugsorientierungen von Hydrometeoren in dynamischen Modellen schwierig zu prognostizieren oder aus Umgebungsgrößen zu diagnostizieren sind.

## 2 Größen- und Formverteilungen atmosphärischer Hydrometeore

Neben der komplexen Struktur von Wolken ist auch die Vielfalt der Hydrometeore eine große Herausforderung in der realistischen Beschreibung des solaren Strahlungstransports. Während Aerosole (bis auf Ruß- und Mineralstaubpartikel), Wolkentröpfchen und nicht zu große (< 100 µm) Regentropfen in sehr guter Näherung als kugelförmig angenommen werden können, sind Schnee-, Graupel- und Eispartikel von hoher geometrischer Komplexität, sowohl was ihre äußere Form als auch ihre innere Morphologie betrifft. Dies wird bis heute in den meisten Fällen nur näherungsweise berücksichtigt, zum Teil weil die tatsächliche Form der Hydrometeore oft nicht bekannt und auch nicht eindeutig aus den Umgebungsbedingungen diagnostizierbar ist, zum anderem weil auch die Streutheorien nicht beliebig komplexe Partikelformen und -morphologien berücksichtigen können.

## 3 Allgemeines zur Streutheorie

Im Folgenden bezeichnen fettgedruckte Buchstaben Vektoren, normal gedruckte gleiche Buchstaben deren Beträge, also  $\mathbf{x}$  ist ein Vektor mit der Länge  $x = |\mathbf{x}|$ .

Der Zustand einer ebenen elektromagnetischen Welle ist definiert durch Wellenlänge  $\lambda$ , Wellenvektor  $\mathbf{k}$  sowie durch zwei aufeinander senkrechte Vektoren des elektrischen Feldes  $\mathbf{E}_1 = E_1 \mathbf{e}_1$  und  $\mathbf{E}_2 = E_2 \mathbf{e}_2$  senkrecht zur Ausbreitungsrichtung  $\mathbf{k}/k$ , die parallel beziehungsweise senkrecht zur Einfallsebene, die durch die Strahlrichtung und die lokale Vertikale aufgespannt wird, gegeben.

$$\mathbf{E}(r, t) = (E_1 \mathbf{e}_1 + E_2 \mathbf{e}_2) e^{-i\mathbf{k}r - i\omega t} \quad (1)$$

Die komplexen Feldamplituden  $E_1 = |E_1| e^{i\delta_1}$  und  $E_2 = |E_2| e^{i\delta_2}$  beschreiben den Polarisationszustand der Welle. Üblicherweise stellt man den Zustand einer Welle äquivalent zu Gleichung 1 mittels des Stokes-Vektors  $\mathbf{I} = (I, Q, U, V)$  dar.

$$I = |E_1|^2 + |E_2|^2 \quad (2)$$

$$Q = |E_1|^2 - |E_2|^2 \quad (3)$$

$$U = 2 |E_1| |E_2| \cos \delta \quad (4)$$

$$V = 2 |E_1| |E_2| \sin \delta \quad (5)$$

Hier ist  $\delta = \delta_2 - \delta_1$  die Phasendifferenz der beiden komplexen Amplituden. Die erste Komponente des Stokes-Vektors  $I$

stellt die Intensität der Welle dar. Die übrigen Elemente definieren ihren Polarisationszustand.

Für den gestreuten Stokes-Vektor  $\mathbf{I}$  im Fernfeld (das heißt Abstand  $R$  zum Streukörper  $\gg \lambda$ ) schreibt man allgemein

$$\mathbf{I} = \alpha_s P \mathbf{I}_0 \frac{dV}{4\pi R^2} \quad (6)$$

Hierbei ist  $\mathbf{I}_0$  der Stokes-Vektor der einfallenden Strahlung,  $dV$  ein infinitesimales Volumenelement, in dem der Streuprozess stattfindet,  $\alpha_s$  der Volumenstreuoeffizient (Einheit  $1/\text{Länge}$ ), und die  $4 \times 4$ -Matrix  $P$  die sogenannte Streuphasenmatrix oder kurz Streumatrix. Der Streuoeffizient ist gleich dem Streuquerschnitt  $\sigma$  (Einheitsfläche) pro Einheitsvolumen:

$$\alpha_s = \frac{\sigma}{dV} = \frac{\sigma}{dV} \sum \sigma_i \quad (7)$$

Die Summe erstreckt sich dabei über alle Teilchen  $i$  in  $dV$ . Dabei ist der Streuquerschnitt  $\sigma_i$  eines Teilchens definiert als diejenige Fläche, auf die soviel einfallende Energie fällt, wie gestreut wird. Daneben definiert man die Streueffizienz  $Q_s$  als (dimensionsloses) Verhältnis des Streuquerschnittes zur mittleren Projektionsfläche  $G_i$ , das heißt zum sogenannten geometrischen Wirkungsquerschnitt des Teilchens:

$$Q_{s,i} = \frac{\sigma_i}{G_i} \quad (8)$$

Die Streumatrix  $\mathbf{P}(\theta)$  gibt die Winkelverteilung (hier dargestellt als Funktion der zenitalen Abweichung zur Vorwärtsstreuung  $\theta$ ) der Intensität und der Polarisation der gestreuten Strahlung an. Das Matrixelement in der ersten Spalte und der ersten Reihe  $P(\theta) = P_{11}(\theta)$  wird Streuphasenfunktion oder kurz Streufunktion genannt und beschreibt die Wahrscheinlichkeit für die Streuung unpolarisiert einfallenden Lichtes in Richtung  $\theta$  unter der Vorgabe, dass Streuung stattfindet. Da die Gesamtwahrscheinlichkeit für alle Streurichtungen per Definition gleich 1 sein muss, wird die Streufunktion folgendermaßen normiert:

$$\int_{4\pi} \frac{P_{11}(\theta)}{4\pi} d\Omega = 1 \quad (9)$$

wobei  $d\Omega$  das Raumwinkelelement bezeichnet und obige Integration über den gesamten Raumwinkelbereich durchzuführen ist.

Die Strahlungstransportgleichung (siehe Kapitel „Strahlungsgrößen, -gesetze und -übertragung“) wird meistens skalar und nicht vektoriell dargestellt, das heißt unter Verwendung einer skalaren Intensität oder Strahldichte und einer skalaren Streufunktion anstelle des Stokes-Vektors und der Streu-Matrix. Dies führt in der Berechnung der mehrfach gestreuten Strahlungsintensität zu Fehlern, insbesondere bei Wellenlängenbereichen, die in der Nähe der oder kleiner als die Streukörperdimension sind.

Die Anisotropie der gestreuten Strahlung wird durch den sogenannten Asymmetrieparameter  $g$  beschrieben:

$$g = \langle \cos \theta \rangle = \int_{4\pi} \cos \theta \frac{P_{11}(\theta)}{4\pi} d\Omega \quad (10)$$

Damit liegt  $g$  im Intervall  $[-1, 1]$ . Je größer (kleiner)  $g$  ist, desto mehr dominiert Vorwärtsstreuung (Rückstreuung). Für  $g = 0$  ist die Streuung in die vordere und hintere Streuhemisphäre gleichmäßig aufgeteilt.

Mit der Kenntnis von  $\mathbf{P}$  und  $\alpha_s$  ist die eigentliche Streuung vollständig beschrieben. Zur Anwendung im Strahlungstransport beziehungsweise in der Fernerkundung fehlt allerdings noch eine Größe, die die Absorption berücksichtigt. Hierzu definiert man die sogenannte (dimensionslose) Einfachstreueralbedo  $\omega_0$  als das Verhältnis von gestreuter Energie zur Gesamttextinktion, das heißt zur Summe aus gestreuter und absorbierter Energie. Man definiert den Absorptionsquerschnitt  $\kappa$  und die Absorptionseffizienz  $Q_a$  analog zum Streuquerschnitt beziehungsweise der Streueffizienz. Da die Extinktion  $\tilde{\varepsilon} = \varepsilon\rho$  die Summe aus Streuung und Absorption ist, gilt

$$\tilde{\varepsilon} = \alpha_s + \alpha_a \quad (11)$$

$$\varepsilon = \sigma + K \quad (12)$$

$$Q_e = Q_s + Q_a \quad (13)$$

Mit diesen Größen ergibt sich die Einfachstreueralbedo zu

$$\omega_0 = \frac{\alpha_s}{\tilde{\varepsilon}} = \frac{\sigma}{\varepsilon} = \frac{Q_s}{Q_e} \quad (14)$$

Im Allgemeinen hängen  $\alpha_s$ ,  $\mathbf{P}$  und  $\omega_0$  von der Orientierung der Partikel im Volumenelement  $dV$  bezüglich der Richtung des einfallenden Strahles ab. Für sphärische und zu-

fällig orientierte nichtsphärische Partikel besteht keine solche Abhängigkeit und die Streumatrix  $\mathbf{P}$  reduziert sich auf maximal sechs voneinander unabhängige Matrixelemente.

$$P = \begin{pmatrix} P_{11} & P_{21} & 0 & 0 \\ P_{21} & P_{22} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & P_{33} & -P_{43} \\ 0 & 0 & P_{43} & P_{44} \end{pmatrix} \quad (15)$$

Ein Ziel der Streutheorie ist es nun, für die vielen unterschiedlichen in der Natur vorkommenden Teilchenformen die zugehörigen Streuquerschnitte  $\alpha_s$ , Einfachstreueralbeden  $\omega_0$  und Streumatrizen  $\mathbf{P}$  zu bestimmen und der Strahlungstransporttheorie und Fernerkundung als Eingangsgrößen weiterzugeben. Im Folgenden werden Lösungen für eine Reihe von Streuproblemen skizziert, denen man oftmals in der Atmosphärenphysik begegnet. Die Wahl des geeigneten Verfahrens wird hauptsächlich von drei Parametern bestimmt: dem sogenannten Größenparameter (auch Mie-Parameter)  $a = 2\pi r/\lambda$ , der das Verhältnis von Teilchenumfang  $2\pi r$  zur Wellenlänge  $\lambda$  des einfallenden Lichtes angibt, dem komplexen Brechungsindex sowie der Teilchenform.

Abbildung 2-1 zeigt eine Übersicht über modellierte Streufunktionen unterschiedlicher atmosphärischer Streupartikel für verschiedene Partikelgrößenverteilungen bei einer Wellenlänge von 550 nm, was etwa dem Maximum der solaren Einstrahlung entspricht. Alle Rechnungen bis auf die für sphärische Wassertröpfchen sind mit der Methode der Geometrischen Optik durchgeführt. Für Wassertröpfchen wurde die Lorenz-Mie-Theorie verwendet. Die Partikelgrößen sind definiert über den Effektivradius und dem Verhältnis von drittem zu zweitem Moment der Größenverteilung (effektiver oder querschnittgemittelter Radius). Wassertröpfchen in nichtregnerischen Wasserwolken sind kugelförmig und weisen bereits eine starke Vorwärtsstreuung auf. Typisch für die Streuung an Kugeln ist die mit zunehmender Größe abnehmende Seit- und Rückstreuung zwischen dem primären und dem sekundären Regenbögen. Beide Regenbögen werden mit wachsender Tröpfchengröße stärker ausgeprägt. Das Gleiche gilt für die zunehmende Rückstreuung bei einem Streuwinkel von  $180^\circ$  (Glorie). Hexagonale Eiskristalle weisen lediglich eine geringe Änderung des winkelabhängigen Streuverhaltens mit der Größe auf, da sich mit ihr lediglich

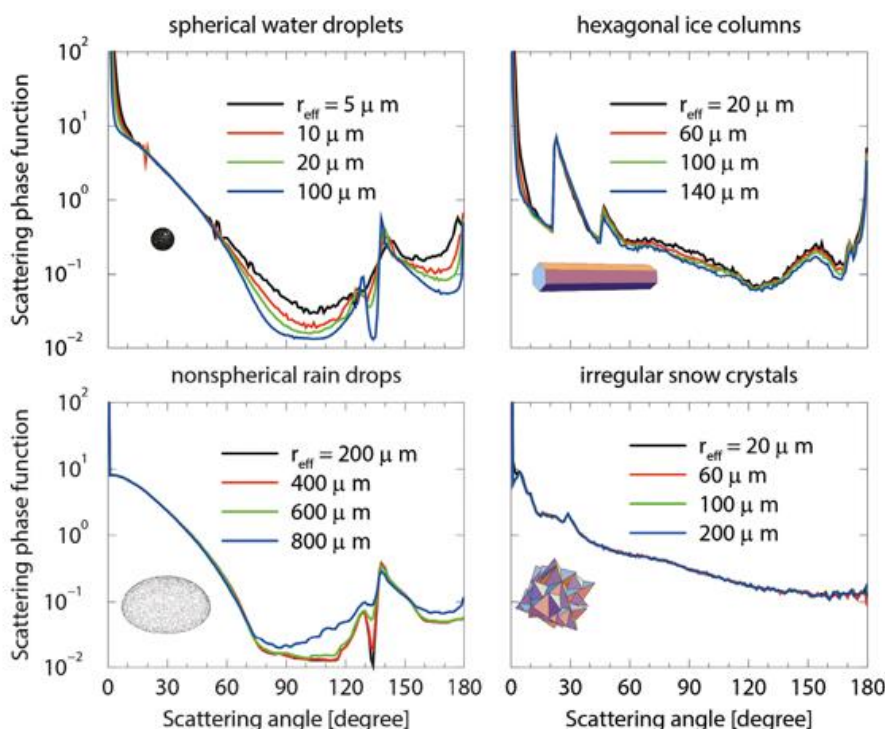


Abb. 2-1: Streufunktionen kugelförmiger Wassertröpfchen, hexagonaler Eissäulen, asphärischer Regentropfen, und irregulär geformter Eiskristalle als Näherung für Schnee- oder Graupartikel. Siehe MACKÉ et al. (1999) für weitere Details.

die für sphärische Wassertröpfchen sind mit der Methode der Geometrischen Optik durchgeführt. Für Wassertröpfchen wurde die Lorenz-Mie-Theorie verwendet. Die Partikelgrößen sind definiert über den Effektivradius und dem Verhältnis von drittem zu zweitem Moment der Größenverteilung (effektiver oder querschnittgemittelter Radius). Wassertröpfchen in nichtregnerischen Wasserwolken sind kugelförmig und weisen bereits eine starke Vorwärtsstreuung auf. Typisch für die Streuung an Kugeln ist die mit zunehmender Größe abnehmende Seit- und Rückstreuung zwischen dem primären und dem sekundären Regenbögen. Beide Regenbögen werden mit wachsender Tröpfchengröße stärker ausgeprägt. Das Gleiche gilt für die zunehmende Rückstreuung bei einem Streuwinkel von  $180^\circ$  (Glorie). Hexagonale Eiskristalle weisen lediglich eine geringe Änderung des winkelabhängigen Streuverhaltens mit der Größe auf, da sich mit ihr lediglich

das Aspektverhältnis (Länge zu Durchmesser des hexagonalen Zylinders) leicht ändert. Regentropfen werden mit zunehmender Größe strömungsbedingt vorwiegend an der Unterseite mehr und mehr abgeplattet, was insgesamt zu einem glatteren Streuverhalten führt. Extrem irregulär geformte Partikel weisen ein sehr homogenes und nahezu größenunabhängiges Streuverhalten auf.

Eine weitere Größenabhängigkeit kommt durch die Beugung des Lichtes an den Partikelprojektionsflächen ins Spiel. Je größer das Partikel, desto stärker ist die Beugung in den Vorwärtsstrebereich konzentriert. Allerdings ist diese Abhängigkeit bei den bereits sehr großen Hydrometeoren im solaren Spektralbereich nur schwach ausgeprägt.

#### 4 Rayleigh-Streuung

Die Anwendung der Rayleigh-Streuung ist im Wesentlichen an die Bedingung geknüpft, dass die Streukörper sehr viel kleiner als die Wellenlänge der einfallenden Strahlung sind. Dann induziert die einfallende Strahlung im Teilchen ein Dipolmoment, das proportional zur Stärke des einfallenden elektrischen Feldes ist. Als elektromagnetische Welle oszilliert das einfallende Feld mit einer bestimmten Frequenz, induziert im Streukörper ein ebenfalls oszillierendes Dipolmoment, das als Hertzscher Dipol wiederum ein elektromagnetisches Feld abstrahlt. Unter diesen Voraussetzungen kann man zeigen, dass die Strahldichte  $L$  der gestreuten Strahlung im Fernfeld (Abstand  $R \gg \lambda$ ) folgendermaßen aussieht:

$$L(\theta) = \text{const } L_0 \frac{1}{R^2} \frac{1}{\lambda^4} (1 + \cos^2 \theta) \quad (16)$$

$L_0$  ist die Strahldichte der einfallenden Strahlung. Die Konstante quantifiziert die Polarisierbarkeit des Teilchens. Vergleicht man obige Gleichung mit der Definition der Streumatrix (6), so ergibt sich daraus für die Rayleigh-Streufunktion und den Rayleigh-Streukoeffizienten:

$$P(\theta) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \theta), \alpha_s = \text{const } \lambda^{-4} \quad (17)$$

Der Vorfaktor  $3/4$  ergibt sich aus der Normierungsbedingung (Gleichung 9) der Streufunktion.

#### 5 Lorenz-Mie-Theorie

Exakte Lösungen des Einfachstreuproblems existieren lediglich für wenige, hochgradig symmetrische Teilchenformen. In der Regel ergibt sich immer dann eine exakte Lösung, wenn man (a) ein Koordinatensystem findet, in dem die Teilchenoberfläche mit einer Isofläche einer Koordinatenachse zusammenfällt und (b) in diesem Koordinatensystem ein vollständiges orthonormales Funktionensystem existiert, bezüglich dessen sich die Wellengleichung entwickeln lässt. Unter diesen Bedingungen zerfällt die Wellengleichung über Variablenseparation in mehrere voneinander unabhängige homogene Differentialgleichungen

mit bekannten Lösungen. Das bekannteste Beispiel hierfür ist die Lösung der Wellengleichungen bei radialsymmetrischen Randbedingungen, das heißt für kugelförmige Streukörper, unter Verwendung von Kugelflächenfunktionen. Diese Methode wird Mie-Theorie oder richtiger Lorenz-Mie-Theorie genannt.

Die Herleitung und Darstellung der Gleichungen der Lorenz-Mie-Theorie sind Gegenstand der klassischen Elektrodynamik (zum Beispiel HERGERT und WRIEDT 2012). Wir erwähnen an dieser Stelle lediglich, dass die Lösungen für die Streumatrix und die Streu- und Absorptionsquerschnitte aus einer konvergierenden Summe von Mie-Koeffizienten besteht, die sich aus Summen von Legendre-Polynomen und sphärischen Besselfunktionen berechnen. Diese sind mittels relativ einfacher Rekursionsformeln berechenbar und eignen sich somit sehr gut für numerische Berechnungen.

Die Lorenz-Mie-Theorie wird in der Regel für homogene Kugeln angewendet. Es existieren aber auch analytische Lösungen für geschichtete und sogar radial asymmetrische Kugeln.

#### 6 Geometrische Optik

Die Näherung der geometrischen Optik ist dann anwendbar, wenn selbst die kleinste Ausdehnung des Streukörpers sehr viel größer als die Wellenlänge des einfallenden Lichtes ist. Unter dieser Bedingung kann die endliche Größe der Wellenlänge vernachlässigt und der Energietransport der Welle längs eines Strahls beschrieben werden. Eine einfallende, ebene elektromagnetische Welle wird dann durch eine hinreichend große Anzahl auf den Streukörper auftretender Strahlen ersetzt. Das in einen bestimmten Raumwinkel reflektierte oder gebrochene Feld und damit die Streufunktion für Brechungs- und Reflexionsprozesse  $P_r$ , entsteht aus der Aufsummierung der Energie aller in diesen Raumwinkel einfallenden Strahlen und anschließenden Normierung gemäß Gleichung 9.

Die Wechselwirkung ebener elektromagnetischer Wellen mit einem Streukörper wird durch die Summe aus geometrischer Optik an der Streukörpergeometrie und der Beugung der einfallenden elektromagnetischen Wellen an der Streukörperprojektionsfläche senkrecht zur Einfallrichtung beschrieben. Speziell für atmosphärische Eiskristalle ist eine vollständige Beschreibung des Verfahrens in MACKE et al. (1996a) gegeben.

Strenggenommen muss für die exakte Gültigkeit der geometrischen Optik der Größenparameter  $a=\infty$  sein, was natürlich nie erfüllt ist. Überraschenderweise zeigt der Vergleich mit exakten Lösungen für rotationssymmetrische Streukörper, dass die Geometrische Optik integrale Größen wie den Asymmetrieparameter oder die Einfachstreu-albedo für Größenparameter bis hinunter zu 10 erstaunlich gut reproduziert. Das gleiche gilt für die winkelabhängigen Streueigenschaften ab Größenparametern von etwa 100 (siehe WIELAARD et al. 1997).

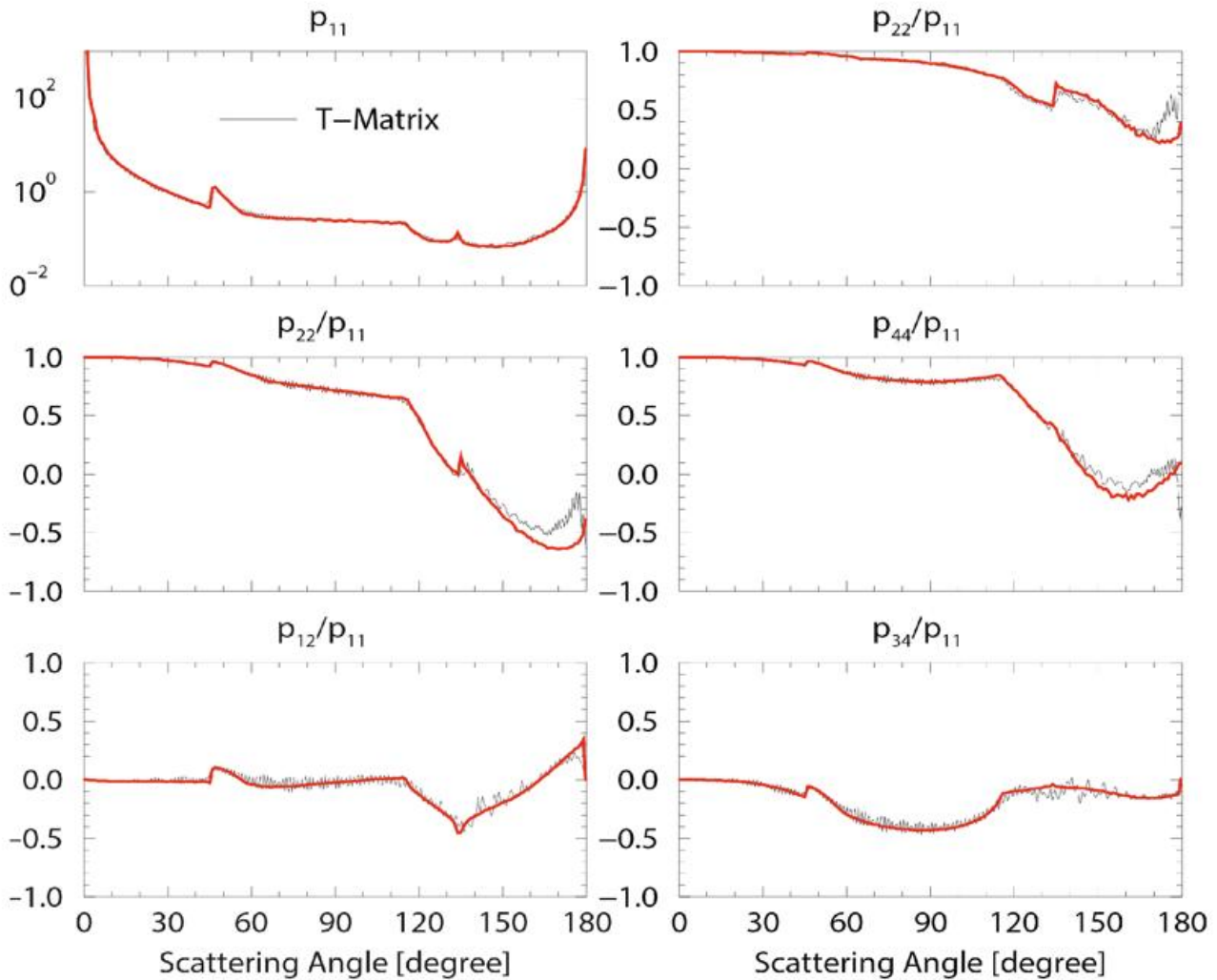


Abb. 2-2: Streuphasenmatrix für einen zufällig orientierten Kreiszyylinder aus Eis bei einer Wellenlänge von  $0,55 \mu\text{m}$  nach geometrischer Optik (rot) und T-Matrix-Methode (schwarz).

Abbildung 2-2 zeigt die von 0 verschiedenen Elemente der Streuphasenmatrix für einen zufällig orientierten Kreiszyylinder aus Eis bei einer Wellenlänge von  $0,55 \mu\text{m}$ , genähert mit der Methode der geometrischen Optik und exakt berechnet mit der T-Matrix-Methode (siehe unten) bei einem Größenparameter von 180. Man erkennt die sehr gute Übereinstimmung, insbesondere bei der (skalaren) Streufunktion  $P_{11}$ .

Da die geometrische Optik Lichtstrahlen verfolgt, kann man diese im Streukörper einem Monte-Carlo-Strahlungstransport unterziehen, also innerhalb des Streukörpers Mehrfachstreuung an Einschlüssen wie etwa Luftbläschen berücksichtigen (MACKE et al. 1996b).

Im Rahmen der klassischen geometrischen Optik ist der Extinktionsquerschnitt exakt gleich dem doppelten geometrischen Wirkungsquerschnitt, also zwei Mal der geometrischen Projektionsfläche. Dieses zunächst paradox wirkende Ergebnis erklärt sich daraus, dass das einfallende Licht sowohl als Lichtstrahl als auch als Welle das Teilchen sieht, und an diesem sowohl gebrochen/reflektiert als auch gebeugt wird. Erweiterte Methoden der geometrischen Optik berücksichtigen die endlich große Wellenlänge des

Lichtes bereits während der Reflexions- und Brechungsvorgänge und können damit auch Extinktionskoeffizienten ungleich 2 und realistischere Streumatrizen für Größenparameter bis hinunter zu etwa 10 bis 20 berechnen. Diese Methoden werden als Kirchhoff-Näherungen oder „Improved Geometrical Optics“ (IGOM) bezeichnet, siehe zum Beispiel MUINONEN (1989) oder YANG und LIOU (1996b).

## 7 Weitere Methoden

Im Folgenden werden drei prinzipiell unterschiedliche und vielseitig angewandte Methoden zur Lösung des Streuproblems kurz vorgestellt. Darüber hinaus gibt es eine Vielzahl weiterer Methoden, die für spezielle Streuprobleme Lösungen bieten, oder auch Kombinationen unterschiedlicher Methoden (Hybridmodelle) sind.

### 7.1 T-Matrix-Methode

Die T-Matrix-Methode (siehe zum Beispiel MISHCHENKO und TRAVIS 1998) ist ein sehr eleganter Ansatz, das Streuproblem zunächst formal zu lösen, indem man

das einfallende und das gestreute Feld nach geeigneten vektoriellen Kugelflächenfunktionen entwickelt und die Entwicklungskoeffizienten mit Hilfe einer Matrix (der T-Matrix) miteinander in Beziehung setzt. Man kann diese Methode auch als erweiterte Lorenz-Mie-Theorie bezeichnen, da sie im Falle eines kugelförmigen Streukörpers genau auf eben diese Theorie zurückfällt. Obwohl prinzipiell auf beliebige Streukörperformen anwendbar, sind praktische numerische Realisierungen der T-Matrix-Methode auf nicht zu große rotationssymmetrische Streukörper beschränkt. Die Methode ist exakt und wird oft zur Validierung von Näherungen verwendet. Ein großer Vorteil der T-Matrix-Methode ist es, sehr schnell analytisch orientierungsgemittelte Ergebnisse zu liefern, wo andere Verfahren mühsam für hinreichend viele Partikelorientierungen eine Lösung berechnen und diese anschließend mitteln müssen.

### 7.2 Finite-Differenzen-Zeit-Domänen-Methode

Die Grundgleichungen der Streutheorie, die Maxwell-Gleichungen, beschreiben die gekoppelte zeitliche Entwicklung der elektromagnetischen Felder. Es liegt also nahe, diese zeitliche Entwicklung durch diskrete Zeitschritte numerisch zu lösen. Dies geschieht im Rahmen der „Finite-Difference-Time-Domain“ (FDTD)-Methode, siehe zum Beispiel YANG and LIOU (1996a). Hierzu werden die zeitlichen und räumlichen Ableitungen durch ein Finite-Differenzen-Schema genähert. Die elektromagnetischen Felder propagieren Zeitschritt für Zeitschritt durch einen räumlich diskretisierten Streukörper. Am Ende der Integration ergeben sich Felder an der Oberfläche des Streukörpers, die noch geeignet ins Fernfeld transformiert werden müssen, um das Streu- und Absorptionsverhalten zu erhalten. Damit die Diskretisierung die zeitliche Entwicklung und räumliche Struktur ausreichend auflösen kann, sind sehr kleine Schrittweiten erforderlich, was die FDTD-Methode auf kleine Größenparameter ( $< \text{etwa } 20$ ) limitiert.

### 7.3 Diskrete Dipol-Approximation

Beliebig geformte Streukörper mit Größenparametern bis etwa 10 lassen sich im Rahmen der Diskreten Dipol-Approximation (DDA) berücksichtigen. Dabei wird das Teilchen in hinreichend kleine als Dipole wirkende Volumenelemente unterteilt. Hier entsteht das gestreute Feld aus der Wechselwirkung der Dipolfelder untereinander und mit dem einfallenden Feld. Die DDA ist umso genauer, je kleiner der Abstand zwischen den einzelnen Dipolen im Vergleich zur Wellenlänge, das heißt je größer die Anzahl der Dipole ist. Damit ist ihre Anwendbarkeit von der zur Verfügung stehenden Rechnerkapazität begrenzt. Ein geringer Fehler der DDA verbleibt aufgrund der Vernachlässigung höherer Multipolmomente der elektromagnetischen Felder und dem Umstand, dass die dielektrischen Eigenschaften lediglich über die Polarisierbarkeit eingehen. DRAINE und FLATAU (1994) liefern einen sehr guten Überblick über

die DDA und diverse Anwendungen in Astro- und Atmosphärenphysik.

## 8 Ausblick

Wenngleich die für atmosphärische Streuprobleme gängigsten Methoden hier genannt sind, existieren im Bereich der physikalischen Optik eine Vielzahl weiterer analytischer und genäherter Methoden zur Lösung des Streuproblems. MISHCHENKO et al. (2002) geben einen sehr guten generellen Überblick über Methoden und Anwendungen.

Nahezu alle Streumethoden sind als numerische Codes frei verfügbar. Ein guter Startpunkt zur Suche ist seit vielen Jahren die „scatterlib“ von Piotr. J. Flatau.

Durch die Kombination einiger der oben genannten Methoden, insbesondere der DDA, IGOM und GOM lassen sich physikalisch konsistente Streu- und Absorptionseigenschaften über einen großen Bereich von Partikelformen, -größen und -wellenlängen berechnen und für Strahlungstransportrechnungen und Fernerkundungsalgorithmen in Anwendung bringen. Die zur Zeit umfangreichste Datenbank modellierter Streu- und Absorptionseigenschaften atmosphärischer Partikel stellen YANG et al. (2013) zur Verfügung.

## 9 Experimentelle Erfassung von Streu- und Absorptionseigenschaften atmosphärischer Partikel

Jegliche Strahlungstransportrechnung oder Entwicklung von Fernerkundungsalgorithmen basiert auf der Verwendung modellierter Streu- und Absorptionseigenschaften atmosphärischer Partikel. Damit sind zwei Fehlerquellen verbunden: zum einen wird eine idealisierte physikalische Partikeleigenschaft (Größe, Form und Brechungsindex) angenommen, zum anderen wird diese oft nur näherungsweise in optische Eigenschaften (Einfachstreuquerschnitt, Streumatrix) umgesetzt. Es wäre also wünschenswert, diese optischen Eigenschaften experimentell zu bestimmen, auch wenn dort andere Fehlerquellen ins Spiel kommen, wie zum Beispiel der Einfluss einer Partikelauflösung oder laborbedingter Vorzugsorientierungen. Der Vergleich zwischen modellierten und beobachteten Streueigenschaften ist dennoch aufschlussreich. Letztere zeigen zumeist eine deutlich glattere Winkelabhängigkeit, was auf kleinskalige Unregelmäßigkeiten natürlicher Partikel hinweist, die im idealisierten Modell nicht berücksichtigt werden. Speziell für sphärische und nicht-sphärische Aerosol- und Hydrosolpartikel stellt die „Amsterdam Light Scattering Database“ im Labor vermessene Streumatrizen zur Verfügung (VOLTEN et al. 2006). ULANOWSKI et al. (2006) führen sogenannte Eiskristall-Analogexperimente durch, bei denen Kristalle in Natrium-Fluor-Silikatlösung wachsen und dabei einen Brechungsindex im Bereich von Eis im sichtbaren Spektralbereich aufweisen. Winkelabhängige Messungen von gestreutem Laserlicht an diesen Kris-

tallen ergeben dann die gewünschten Streueigenschaften. Allerdings kann die experimentelle Erfassung der Streueigenschaften aus messtechnischen Gründen den direkten Vorwärtstreibereich nicht auflösen. Hier sind Extrapolationen notwendig, in die gewisse a-priori-Annahmen eingehen.

Die oftmals glattere Winkelabhängigkeit der Streumatrizen aus der experimentellen Beobachtung können in Streumodellen auf Basis der Geometrischen Optik durch zufällige Variation der Streukörpergeometrie reproduziert werden (zum Beispiel MACKE et al. 1996). Hier hat sich in der Literatur fälschlicherweise der Begriff der Berücksichtigung von „Oberflächenrauigkeiten“ durchgesetzt, was eine reine Geometrievariation physikalisch nicht ist. Dort geht man weiterhin von ebenen Flächen aus, an denen die Gesetze der Geometrischen Optik gelten.

### Danksagung

Ich danke Professor Tom Rother für die fachliche Durchsicht der Darstellung der unterschiedlichen Streumethoden und Professor Clemens Simmer für die sorgfältige Durchsicht des gesamten Beitrags.

### Literatur

- DRAINE, B.T., FLATAU, P.J., 1994: Discrete Dipole approximation for scattering calculations approximation. *J. Opt. Soc. Am. A* **11**, 1491-1499.
- HERGERT, W., WRIEDT, T., 2012: The Mie-Theory. *Springer Series in Optical Science*, 259 pp.
- KLOTZSCHE, S., MACKE, A., 2006: Influence of crystal tilt on solar irradiance of cirrus clouds. *Applied Optics* **45**, 5, 1034-1040.
- MACKE, A., MITCHELL, D., BREMEN VON, L., 1999: Monte Carlo radiative transfer calculations for inhomogeneous mixed phase clouds. *Physics and Chemistry of the Earth* **24**, 3, 237-241.
- MACKE, A., MÜLLER, J., RASCHKE, E., 1996a: Single scattering properties of atmospheric ice crystals. *Journal of Atmospheric Sciences* **53**, 2813-2825.
- MACKE, A., MISHCHENKO, M.-I., CAIRNS, B., 1996b: The influence of inclusions on light scattering by large ice particles. *Journal of Geophysical Research* **101**, 23311-23316.
- MISHCHENKO, M.I., TRAVIS, L.D., 1998: Capabilities and limitations of a current FORTRAN implementation of the T-matrix method for randomly oriented, rotationally symmetric scatterers. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer* **60**, 309-324.
- MISHCHENKO, M.I., TRAVIS, L.D., LADIS, A.A., 2002: Scattering, Absorption and Emission of Light by Small Particles. *Cambridge University Press*, 486 pp.
- MUINONEN, K., 1989: Scattering of light by crystals: a modified Kirchhoff approximation. *Appl. Opt.* **28**, 3044-3050.
- ULANOWSKI, Z., HESSE, E., KAYE, P.H., BARAN, A.J., 2006: Light scattering by complex ice-analogue crystals. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* **100**, 1, 382-392, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jqsrt.2005.11.052>.
- VOLTEN, H., MUÑOZ, O., HOVENIER, J.W., WATERS, L.B.F.M., 2006: An update of the Amsterdam Light Scattering Database. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* **100**, 1, 437-443, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jqsrt.2005.11.055>.
- WIELAARD, D.-J., MISHCHENKO, M.-I., MACKE, A., CARLSON, B.-E., 1997: Improved T-matrix computations for large, nonabsorbing and weakly absorbing nonspherical particles and comparison with geometric optics approximation. *Applied Optics* **36**, 4305-4313.
- YANG, P., BI, L., BAUM, B.A., LIOU, K., KATTAWAR, G.E., MISHCHENKO, M.I., COLE, B., 2013: Spectrally Consistent Scattering, Absorption, and Polarization Properties of Atmospheric Ice Crystals at Wavelengths from 0.2 to 100  $\mu\text{m}$ . *J. Atmos. Sci.* **70**, 330-347, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-039.1>.
- YANG, P., LIOU, K.N., 1996a: Finite-difference time domain method for light scattering by small ice crystals in three-dimensional space. *J. Opt. Soc. Am. A* **13**, 2072-2085.
- YANG, P., LIOU, K.N., 1996b: Geometric-optics-integral-equation method for light scattering by nonspherical ice crystals. *Appl. Opt.* **35**, 6568-6584.

PROF. DR. ANDREAS MACKE  
Leibniz-Institut für Troposphärenforschung e.V.  
(TROPOS)  
Permoserstr. 15  
03418 Leipzig  
[macke@tropos.de](mailto:macke@tropos.de)

# 3

S. KINNE

## Aerosole und Strahlung

### Aerosols and radiation

#### Zusammenfassung

Atmosphärisches Aerosol beeinflusst die Verteilung der (vor allem solaren) Strahlungsenergie. Obwohl dieser Einfluss im Vergleich zu dem von Wolken gering ist, so besteht doch grosses Interesse an Aerosol in der Klimamodellierung, weil ein Teil des heutigen Aerosols durch menschlichen Handeln erhöht wurde (mit etwa 25 % in AOD, aber etwa 50 % in der Aerosolanzahl). Neben gelegentlicher (natürlicher) Klimakühlung nach grossen Vulkaneruptionen durch streuendes Aerosol in der Stratosphäre trägt das heutige anthropogene Aerosol in der Troposphäre im Mittel mit etwa  $-1 \text{ W/m}^2$  in zusätzlicher Kühlung bei. Die Herleitung dieses Wertes beruht auf (1) der Beschreibung der räumlichen und zeitlichen Variabilität der Aerosoleigenschaften, (2) Abschätzungen zum anthropogenen Anteil und (3) Annahmen zu Einflüssen wie anthropogenes Aerosol die Eigenschaften von Wolken verändert. Dazu wird vorzugsweise auf (heutige) Beobachtungsdaten zurückgegriffen: Sonnenphotometerdaten für den direkten Effekt und räumliche Zuordnungen zwischen hergeleiteten Eigenschaften mit Satellitendaten von Aerosol und Wolken für indirekten Effekte. Für den heutigen direkten Einfluss wird eine Klima-Kühlung von etwa  $-1,1 \text{ W/m}^2$  bestimmt, wobei  $-0,36 \text{ W/m}^2$  anthropogenen Aerosolen zugeordnet ist. Für indirekte Effekte durch anthropogenes Aerosol wird eine zusätzliche Kühlung von etwa  $-0,65 \text{ W/m}^2$  bestimmt, unter der beobachteten Annahme, dass diese zusätzliches Aerosol die Wolkentropfen verkleinert ohne den Wassergehalt im Mittel zu verändern. Trotz der unterschiedlich starken regionalen Beiträgen ist der heutige zusätzliche Klimaeffekt durch anthropogenes Aerosol relative sicher für den direkten Effekt ( $-0,25$  bis  $-0,50 \text{ W/m}^2$ ) jedoch viel unsicherer für die im Mittel grösseren indirekten Effekte durch Wolken ( $-1,1$  bis  $-0,4 \text{ W/m}^2$ ).

#### Summary

Atmospheric aerosols modify the distribution of (mainly solar) radiation in the atmosphere. Although their influence is small in comparison to that of clouds, there is strong interest in the context of climate change and climate change projections, as part of today's aerosol is anthropogenic (approx 25 % in AOD and approx 50 % in number). Aside from significant but only occasional (natural) climate cooling after major volcanic eruptions, the extra anthropogenic aerosol in the troposphere is estimated to cool climate by about  $-1 \text{ W/m}^2$  on average. To grasp the radiative effect of total and anthropogenic aerosol in the troposphere the spatial and temporal variability of aerosols and their potential to modify clouds must be captured. Relying preferred on observational data, estimates for spatial distributions of aerosol radiative impacts are presented for (1) direct effects (from the aerosol presence) by applying data from sun-/sky-photometer networks and (2) indirect effects (from aerosol modified clouds), using satellite observed associations between retrieved aerosol and cloud properties. For today's direct aerosol effects, associated global averages indicate a climate cooling of about  $-1,1 \text{ W/m}^2$  for all tropospheric aerosol. Hereby  $-0,36 \text{ W/m}^2$  is contributed by anthropogenic aerosol added since 1850. For indirect aerosol effects, a satellite retrieval based relationship between aerosol and cloud properties (extra aerosol mainly reduces the water drop size, while the cloud water is not changed) suggest an additional  $-0,65 \text{ W/m}^2$  climate cooling by today's anthropogenic aerosol. While the direct aerosol effect for today's anthropogenic is quite certain ( $-0,25$  to  $-0,50 \text{ W/m}^2$ ), the (overall larger) indirect effects are also much more uncertain ( $-1,1$  to  $-0,4 \text{ W/m}^2$ ).

#### 1 Einleitung

Aerosole sind flüssige und feste Teilchen in der Atmosphäre wobei Wasserwolken und Niederschlag ausgeschlossen sind. Aerosole werden entweder als Teilchen direkt in die Atmosphäre eingebracht oder sie entstehen durch Kondensation von Gasen, die der Atmosphäre zugeführt wurden. Aerosole beeinflussen viele atmosphärische Prozesse; sie

bieten Oberflächen für heterogene chemische Reaktionen oder sind Kondensations- oder Eiskeime für Wolkenteilchen und nehmen auch Einfluss auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre. Letzterer ist allerdings relativ klein im Vergleich zu dem von Wolken. Nur nach gelegentlichen starken Vulkanausbrüchen kommt es durch zusätzliches Aerosol in der Stratosphäre über erhöhte Reflexion des Sonnenlichtes kurzzeitig zu Abkühlungen am Boden und

in der Troposphäre. Das Interesse am Einfluss von Aerosolen auf den Strahlungshaushalt ist hoch, weil ein Teil des heutigen atmosphärischen Aerosols anthropogenen Ursprungs ist. Dabei ist unklar wie stark eine vom anthropogenen Aerosol erwartete Abkühlung die im Mittel stärkere Erwärmung des Erdklimas durch anthropogene Treibhausgase kompensiert hat oder weiter kompensieren wird.

Im Folgenden werden zunächst Kenngrößen der Aerosole vorgestellt, wie Konzentration, Größe, Form und chemische Zusammensetzung, wobei auch praktische Vereinfachungen in der Modellierung erklärt werden. Dann werden die optischen Eigenschaften der (troposphärischen) Aerosole erläutert und ihre globalen Verteilungen vorgestellt. Schließlich werden diese Felder in Strahlungstransportrechnungen angewandt, um den Einfluss troposphärischer Aerosole auf den Strahlungstransport (im Allgemeinen) sowie auf das Klima (im Speziellen) aufzuzeigen.

## 2 Eigenschaften

Die Strahlungseigenschaften der Aerosole (wie die aller atmosphärischer Teilchen) werden durch ihre Konzentration, Größe, Form und chemische Zusammensetzung bestimmt.

### 2.1 Größe

Die Größe atmosphärischer Aerosole erstreckt sich über mehrere Größenordnungen. Man unterscheidet grob vier Größenbereiche oder englisch „Modes“: Nucleation-Mode (2-30 nm), Aitken-Mode (30-100 nm), Accumulation-Mode (100-1000 nm) und Coarse-Mode (>1000 nm), wobei in Klammern der Durchmesserbereich der Aerosolteilchen angegeben ist. Die Aerosolteilchen der beiden ersten (Nucleation- und Aitken-) Modes sind so klein, dass sie bei solaren und terrestrischen Strahlungstransportrechnungen vernachlässigt werden können; nur Aerosolteilchen der beiden größeren (Accumulation- und Coarse-) Modes sind für den direkten Einfluss der Aerosole auf den Strahlungstransport von Bedeutung.

Größere Coarse-Mode-Aerosole werden meist direkt durch Turbulenz von der Erdoberfläche aus der Atmosphäre zugeführt, vor allem als Mineralstaub über Wüsten oder als Seesalz über den Ozeanen. Dabei beinhalten die Größenverteilungen des Mineralstaubes in Quellennähe größere Teilchen, die dann so groß wie Tropfen in Wasserwolken sein können. Mineralstaub erreicht oft größere Höhen und absorbiert (anders als Seesalz) auch solare Strahlung. Im Gegensatz zu Seesalz-Aerosol ist Mineralstaub nicht kugelförmig und kann so über Depolarisationssignale zum Beispiel mit einem Lidar erkannt werden. Trotzdem kann auch Staub bei Untersuchungen zum Strahlungshaushalt ohne große Fehler mit einer Kugelform gleicher Oberfläche beschrieben werden.

Kleinere Fine-Mode-Aerosole (alle Aerosole kleiner als Coarse-Mode-Aerosole) gelangen meist über die Gasphase

in die Atmosphäre hauptsächlich in Verbindung mit Vegetationsbränden, Verbrennung fossiler Energieträger und vulkanischer Aktivität, aber auch über Abbauprodukte von Algen über Ozeanen. Ein Großteil dieser kleineren Aerosole in stark besiedelten Gebieten ist heutzutage anthropogenen Ursprungs. Die chemischen Zusammensetzungen sind meist Wasserlösungen mit Sulfat und Nitrat und/oder organischem Material. Außerdem ist Ruß, der bei Verbrennungsprozessen freigesetzt wird, wegen seiner starken Absorption von Sonnenenergie wichtig, auch wenn Ruß nur in relativ geringen Mengen vorkommt. Für alle Fine-Mode Aerosole kann eine Kugelform angenommen werden, da auch die anfangs irregulär und kettenähnlich geformten Rußteilchen innerhalb kurzer Zeit (ca. einer Stunde) über kondensierende Anlagerungen gleichzeitig freigesetzter Gase stark wachsen und eine runde Form annehmen. Durch die streuenden Anlagerungen verstärkt sich die effektive Absorption durch Ruß bis zu einem Faktor 2.

In Modellen wird die Teilchenanzahl eines Modes durch eine Größenverteilung  $n(r)$  beschrieben, die die Anzahldichte der Teilchen in Abhängigkeit vom Teilchenradius bestimmt. Dabei ist eine Lognormal-Verteilung von Vorteil, weil sich solche Verteilungen der Anzahl  $n(r)$  durch drei leicht verständliche Parameter  $N$ ,  $r_m$  und  $s_d$  beschreiben lässt. Hier ist  $N$  die Gesamtzahl aller Teilchen in einem Einheitsvolumen,  $r_m$  der Number-Mode-Radius“ (der Radius mit der höchsten Teilchenkonzentration) und  $s_d$  (standard deviation) bestimmt die Breite der Verteilung (1,4 bis 1,8 sind typische  $s_d$  Werte für Teilchen in der Atmosphäre). Damit ist die Teilchendichte bei einem bestimmten Radius  $r$  wie folgt bestimmt:

$$n(r) = N \cdot (2 \cdot \pi)^{(-0,5)} \cdot (\ln(s_d) \cdot r)^{(-1)} \cdot \exp \left[ -\left( \ln(r) - \ln(r_m) \right)^2 / \left( 2 \cdot \ln(s_d)^2 \right) \right] \quad (1)$$

damit ergibt sich der für den Strahlungstransport wichtige effektive Radius  $r_e$

$$r_e = \langle r^3 \rangle / \langle r^2 \rangle = r_m \cdot \exp \left[ 2,5 \cdot \ln(s_d)^2 \right] = r_{mv} \cdot \exp \left[ -0,5 \cdot \ln(s_d)^2 \right] \quad (2)$$

womit sich Zusammenhänge wie ( $r_e=1,5 \cdot r_m$  bei  $s_d=1,5$ ) und wie ( $r_e=2,0 \cdot r_m$  bei  $s_d=1,7$ ) ergeben. Dabei ist auch der Zusammenhang zum Volumen-Mode-Radius  $rmV$  (Radius der Teilchen mit dem höchsten Volumenbeitrag) angezeigt, um so die effektive Mode-Größe von Volumenverteilungen der Photometerdaten besser zu verstehen.

### 2.2 Komponenten

Zu einer besseren Beschreibung der Variabilität von Aerosolen und aufgrund großer Unterschiede in Größe und Absorptionsverhalten ist es üblich, Aerosole auch gemäß ihrer Herkunft in sie aufbauende Komponenten zu unterteilen. Bei Fine-Mode-Aerosolen unterscheidet man über deren Absorption im sichtbaren Spektralbereich zwischen

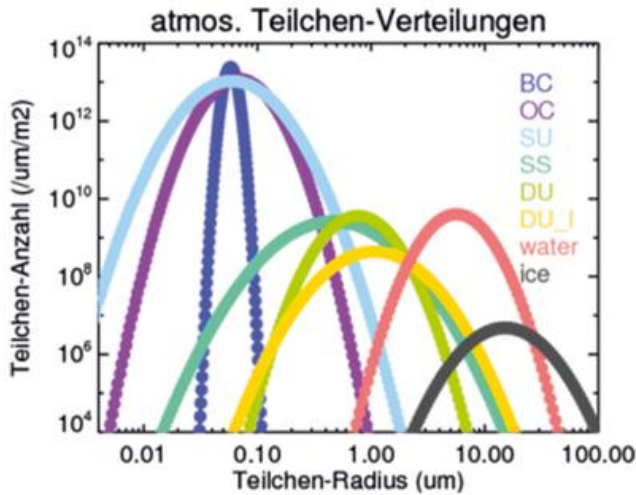


Abb. 3-1: Log-normale Größenverteilungen von Aerosolkomponenten und Wolken mit den Parametern aus Tabelle 3-1.

stark (**BC**, **Black Carbon**, Ruß), schwach (**OC**, **Organic Carbon**, organisches Aerosol) und nicht absorbierenden Aerosolen (**SU**, **Sulfate** Sulfat oder Nitrat). Bei Coarse-Mode Aerosolen lässt die Absorption zwischen leicht (**DU**, **DUst**, Mineralstaub) und nicht (**SS**, **SeaSalt**, Seesalz) absorbierenden Teilchen und zwischen Größen der Mineralstaubteilchen unterscheiden, die in Quellnähe (**DU\_I**, **large DUst**) größer sind. Typische Parameter ( $N$ ,  $r_m$ ,  $s_d$ ,  $r_e$ ) log-normaler Verteilungen dieser Komponenten sind in Tabelle 3-1 zusammengefasst. Die resultierenden Verteilungen werden in Abbildung 3-1 verglichen. Die Werte für die Gesamtzahl  $N$  in Tabelle 3-1 wurden dabei so gewählt, dass sie mittleren globalen optischen Dicken dieser Aerosol Komponenten bei einer Wellenlänge von 550 nm (oder 0,55  $\mu\text{m}$ ) entsprechen. Zum Vergleich sind auch Werte einer Wasserwolke (**Cu**, **Cumulus**) und einer Eiswolke (**Cs**, **Cirrostratus**) angegeben.

Die chemische Zusammensetzung der von Aerosolkomponenten und Wolken wird optisch durch den komplexen Brechungsindex beschrieben. Sein Realteil beschreibt die Brechkraft und sein Imaginärteil ist proportional zur

Absorptionsstärke. Real- und Imaginär-Teile des Brechungsindex variieren stark mit der Wellenlänge wie es in Abbildung 3-2 stellvertretend für acht solare und zwölf terrestrische Wellenlängen für die Größenverteilungen aus Abbildung 3-1 dargestellt ist.

### 2.3 Verteilung in der Atmosphäre

Die Verteilung von Aerosol in der Atmosphäre ergibt sich durch Einträge unterschiedlichster Quellen, über chemische (Gas in Teilchen), Transport- und Abbauprozesse und durch Senken wie Sedimentation und Auswaschen durch Niederschlag. Das Auswaschen durch Niederschlag wirkt auf alle Aerosole und sorgt dafür, dass die Verweildauer von Aerosolen in der Atmosphäre im Mittel nur 5 bis 10 Tage beträgt. Mit geringerer Niederschlagswahrscheinlichkeit in trockeneren Gebieten und bei größeren Höhen verlängert sich die atmosphärische Verweildauer. Allerdings ist für Aerosole die Wahrscheinlichkeit gering, aus der erdbodennahen atmosphärischen Grenzschicht heraus größerer Höhen zu erreichen. Daher sind Aerosolmengen in Erdbodennähe meist am größten. Ausnahmen ergeben sich, wenn Konvektion ins Spiel kommt, wie bei starken Winden über Wüsten oder (über Hitze) bei Vegetationsbränden oder vulkanischen Eruptionen. Bei stärkeren Eruptionen gelangen oft große Mengen von Schwefelgasen in die untere Stratosphäre und die daraufhin kondensierenden Fine-Mode-Aerosole haben dann dort eine viel längere Verweildauer, weil in der Stratosphäre die Abbaumöglichkeiten durch Niederschlag fehlen. Vor allem in über den Tropen und Subtropen, wo ein stratosphärischer Abbau oft durch mangelnden meridionalen Transport eingeschränkt ist, werden stratosphärische Verweildauern von bis zu einem Jahr erreicht.

### 3 Optische Eigenschaften

Um den Einfluss der troposphärischen Aerosole auf den Strahlungstransport in der Atmosphäre zu bestimmen,

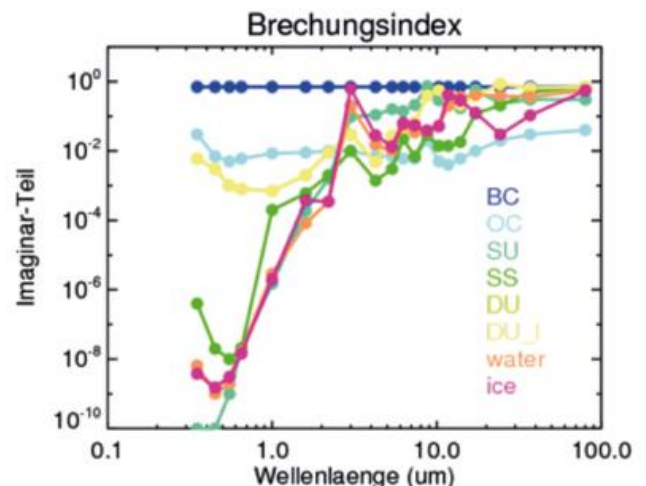
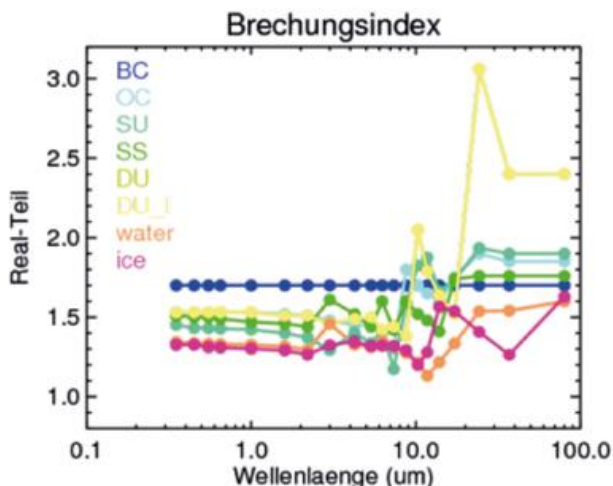


Abb. 3-2: Realteil (links) und Imaginärteil (rechts) der Brechungsindizes für die atmosphärischen Teilchen aus Tabelle 3-1 bei 8 solaren (0,2 - 3,5  $\mu\text{m}$ ) und 12 terrestrischen (3,5 - 100  $\mu\text{m}$ ) Wellenlängen. Der Realteil (links) beschreibt die Brechkraft und der Imaginärteil (rechts) die Absorption, die bei Werten unter 0,0001 vernachlässigbar ist.

Tabelle 3-1: Typische Parameter ( $N$ ,  $r_m$ ,  $s_d$ ,  $r_c$ ) von log-normalen Größenverteilungen für Komponenten der Aerosole und für Wolken in der Atmosphäre. Die Gesamtzahl  $N$  wurde so gewählt, dass sich die durchaus typischen angegebenen globale Mittel der optischen Dicken im Sichtbaren von Abb. 3-5 ergeben. Zusätzlich sind auch typische Brechungsindizes (mit Real- und Imaginärteil) im Sichtbaren (bei 550 nm) angegeben.

aerosol type	Label	$N$	$r_m$	$s_d$	$r_c$	opt. D.	$RF_{real}$	$RF_{imag}$
		$[/m^2]$	$[\mu m]$		$[\mu m]$	bei 550 nm Wellenlänge		
soot	BC	$3,4 \text{ e}+11$	,06	1,1	,06	0,004	1,70	0,700
organic	OC	$9,0 \text{ e}+11$	,06	1,7	,12	0,022	1,53	0,005
sulfate, nitrate	SU	$9,7 \text{ e}+11$	,08	1,7	,16	0,037	1,43	0,000
seasalt	SS	$2,6 \text{ e}+09$	,75	2,0	2,0	0,028	1,50	0,000
mineraldust	DU	$3,3 \text{ e}+09$	,93	1,55	1,5	0,031	1,53	0,001
dust <sub>source</sub>	DU_I	$8,7 \text{ e}+09$	1,6	1,85	4,0			
cloud water	water	$2,5 \text{ e}+10$	6,7	1,5	10,0	10,0	1,33	0,000
cloud ice	ice	$1,1 \text{ e}+08$	20	1,7	40,0	0,5	1,31	0,000

müssen zunächst deren optischen Eigenschaften bestimmt und deren globale Verteilungen beschrieben werden.

### 3.1 Streurechnungen

Sind Teilchengröße und Brechungsindex-Werte bekannt, können mit Streu- Programmen (die die Streuung elektromagnetischer Wellen an Teilchen beschreiben) die für Strahlungstransportrechnungen benötigten Parameter von **OD** (Optical Depth), **SSA** (Single Scattering Albedo, SSA) und **ASY** (Asymetryparameter) berechnet werden.

Hierbei ist die OD (gewöhnlich bezieht man sich hier auf dem Wert bei einer Wellenlänge von  $0,55 \mu m$ ) ein Maß für Verluste einfallender direkter Strahlung durch Streuung und Absorption, SSA bestimmt den Anteil der Streuung an den (AOD) Verlusten und ASY beschreibt die Anisotropie des Streuverhaltens (siehe Kapitel „Streuung und Absorption solarer Strahlung in der Atmosphäre“). Die drei optischen Parameter (OD, SSA, ASY) werden dabei für alle (solaren und terrestrischen) Wellenlängen eines Strahlungstrans-

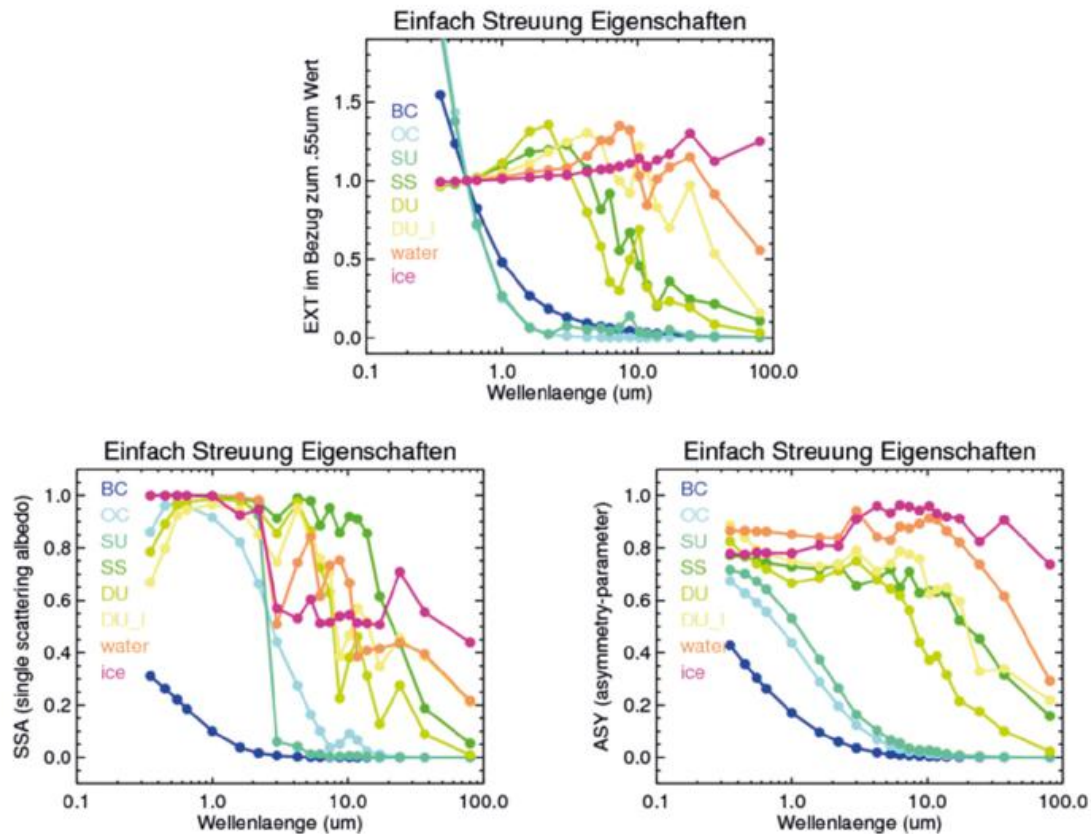


Abb. 3-3: Spektrale Abhängigkeiten der optischen Eigenschaften für die Lognormalen Größenverteilungen von Abbildung 3-1 und Tabelle 3-1 nach der Anwendung von den Brechungsindexwerten von Abbildung 3-2. Im oberen Rahmen ist die spektrale Veränderung der OD relativ zum Wert bei einer Wellenlänge von  $0,55 \mu m$  aufgetragen. In den unteren Rahmen sind spektrale Änderungen der Single Scattering Albedo (relative Streustärke) und des Asymetryparameters (Stärke der Vorwärtsstreuung) dargestellt.

portmodells benötigt, um den Einfluss von Teilchen auf die atmosphärische Strahlung zu bestimmen. Da sich mit unterschiedlicher Wellenlänge sowohl die Brechungsindexwerte als auch das Verhältnis zwischen (fester) Teilchengröße und (sich veränderter) Wellenlänge ändert, müssen für jede Größe eines Teilchentyps die Streurechnungen bei jeder Wellenlänge neu berechnet werden. Da hier für Aerosole eine Kugelform angenommen wird, sind diese Streurechnungen mit Hilfe von MIE-Programmen relativ schnell zu erstellen. Bei den optischen Dicken des Aerosol **AOD** (**Aerosol Optical Depth**) bezieht man sich meist auf den AOD Wert bei einer Wellenlänge von 0,55 µm oder 550 nm. In Abbildung 3-3 sind die AOD (or OD), SSA und ASY Werte für die Größenverteilungen aus Abbildung 3-1 für die Brechungsindexwerte bei den 20 Wellenlängen der Abbildung 3-2 gezeigt.

### 3.2 Globale Verteilung

Mit der relativ kurzen Lebensdauer von Aerosolen und sich laufend verändernden Quellenstärken, Transport- und Abbauprozessen ergeben sich komplizierte räumliche Aerosolverteilungen und damit auch für deren optische Eigenschaften. Diese können mit globalen Modellen abgeschätzt werden (Bottom-up-Ansatz) oder alternativ von Messungen direkt hergeleitet werden (Top-down-Ansatz).

Beim Bottom-up-Ansatz werden (1) regionale Einträge von Aerosolen und Gasen, die zur Aerosolbildung berücksichtigt werden müssen, vorgeschrieben, (2) die Aerosole werden dann chemisch und transporttechnisch prozessiert

und (3) schließlich aus den resultierenden (trockenen) Massen der einzelnen Komponenten (oder deren Mischungen) mit Annahmen zu (Teilchen-) Größe und Wasseraufnahme die optischen Parametern (AOD, SSA, ASY) berechnet. Zur Beurteilung und Korrektur dieser komplizierten Modelle werden Fernerkundungsdaten vom Boden (mit Photometern) oder vom All (hergeleitet aus Satellitendaten) herangezogen. Der Vorteil dieser Methode ist, dass es keine Datenlücken gibt.

Beim Top-down-Ansatz werden genaue lokale Messungen (wie durch Photometer von Boden) direkt herangezogen, die dann allerdings für globale Anwendungen sowohl zeitlich als auch räumlich ergänzt werden müssen, bevorzugt durch zentrale Werte des Bottom-up-Ansatzes. Mit Photometern können bei wolkenfreiem Himmel an Spurengas unbelasteten Wellenlängen des solaren Spektralbereiches durch Messungen direkter Sonneneinstrahlung und gleichzeitigen Messungen des solaren Strahlungsfeldes alle wesentlichen Aerosoleigenschaften bestimmt werden. Die Aerosolmenge wird über die AOD bei 550 nm bestimmt, die Aerosolgröße wird über die AOD Zuordnung zum Fine-Mode und Coarse-Mode aus der spektraler Abhängigkeit der AOD hergeleitet und die Absorption des Aerosols (auch aufgeteilt in die zwei Größen-Mode) wird über Inversionsrechnungen erstellt, die sowohl die direkte und als auch die diffuse Sonneneinstrahlung einbeziehen. Dabei wird die Absorption über die **AAOD** (**Absorbing Aerosol Optical Depth**  $AAOD = AOD \cdot [1-SSA]$ ) beschrieben. Globale Felder eines solchen Top-down-Ansatzes der **Max-Planck-Aerosol (MAC)**-Klimatologie für die optischen

Eigenschaften des Aerosols sind in Abbildung 3-4 angegeben.

Höhere Aerosolmengen (AOD) erstrecken sich vom zentralen Afrika bis nach Ostasien. Dabei sind für die AOD-Verteilungen die der Fine-Mode-AOD und die der Coarse-Mode-AOD sehr unterschiedlich.

Die AOD des Coarse-Mode hat die grössten AOD-Werte durch Mineralstaub, der auch von den Quellregionen weit weg (auch über Ozeane) transportiert werden kann. AOD Anteile des Mineralstaubes sind auch über die AAOD Werte des Coarse-Mode angezeigt, da der Mineralstaub im Gegensatz zu Seesalz bei 550 nm leicht absorbiert (siehe auch Tabelle 3-1). Da die Absorption des Mineralstaubes bei grösse-

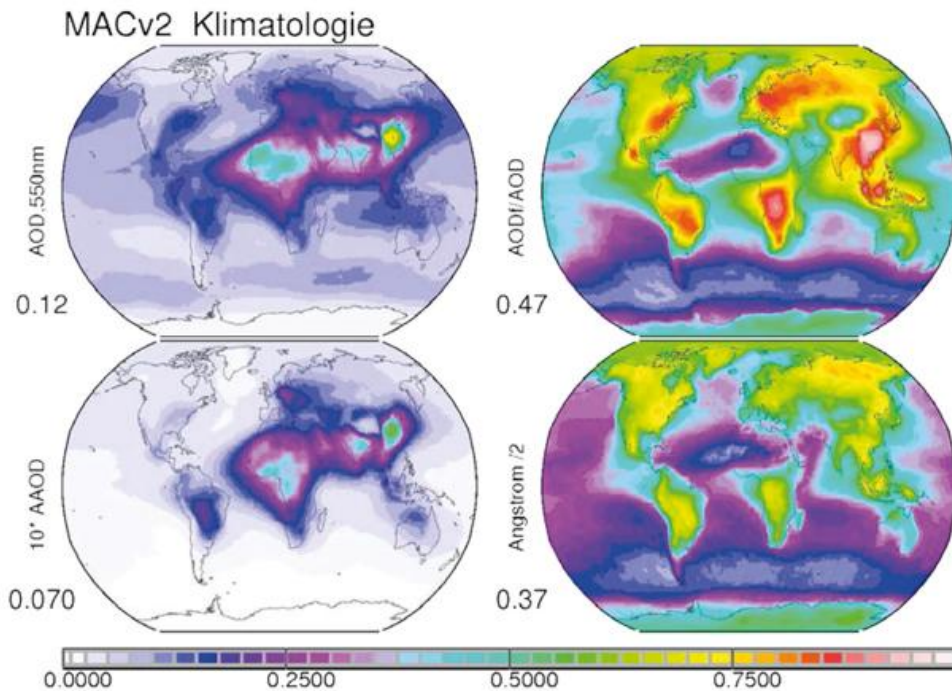


Abb. 3-4: Globale Verteilungen jährlicher Mittel optischer Eigenschaften von der Aerosolmenge (AOD bei 550 nm) und von der Aerosolabsorption (AAOD bei 550 nm) der Max-Planck-Aerosol-Klimatologie. In der Abbildung wird zwischen Anteilen durch grössere (Coarse-Mode) und kleinere (Fine-Mode) Aerosole unterschieden. Die Werte der AAOD sind zur besseren Darstellung mit einem Faktor 10 multipliziert und die Werte links unten eines jeden Rahmens zeigen die globalen Mittelwerte an.

ren Teilchen zunimmt, ist die Coarse-Mode AAOD in Quellnähe besonders stark.

Die AOD des Fine-Mode haben die grössten AOD-Werte über Regionen mit Luftverschmutzung in Verbindung mit Industrieanlagen und hoher Bevölkerungsdichte und über Regionen mit Vegetationsbränden. Bei Vegetationsbränden, wie über Afrika oder Südamerika, liegen die AOD-Werte der trockenen Feuersaison ein Mehrfaches über dem in Abbildung 3-4 gezeigten jährlichen Mittel. Dabei ist die Absorptionsstärke der Vegetationsbrände generell höher als die der urbanen Luftverschmutzung.

Mit der Aufteilung von AOD und AAOD in Fine-Mode- und Coarse-Mode-Anteile, wie in Abbildung 3-4 aufgezeigt, ist mit dem Top-down Ansatz nun auch eine Zuordnung in die Komponenten der Tabelle 3-1 möglich. Die entsprechenden AOD-Anteile sind in Abbildung 3-5 dargestellt.

In Abbildung 3-5 ist auch die Verteilung der anthropogenen AOD angezeigt. Diese Verteilung wurde mit Hilfe von Bottom-up-Ansätzen ermittelt, die die Erhöhung der berechneten Fine-Mode AOD mit heutigen Emissionen im Vergleich zu denen mit (geschätzten) Emissionen für das Jahr 1850 bestimmen konnten. Der so hergeleitete anthropogene Fine-Mode AOD-Anteil wurde dann auf die Fine-Mode AOD der MAC-Klimatologie (wie sie in Abbildung 3-4 dargestellt ist) angewandt. Eine solche Definition vernachlässigt generell kleinere Beiträge der Coarse-Mode Aerosole wie sie durch veränderte Landnutzung eingebracht werden wurden. Eine grosse Unsicherheit stellt die Definition der Emissionen für das Jahr 1850 dar, die ja nicht gemessen werden kann. Vor allem für Emissionen von Vegetationsfeuer gibt es sehr unterschiedliche Vorstellungen. Die Abbildung 3-5 zeigt, dass im globalen Mittel der AOD Anteil des heutigen anthropogenen Aerosols nur 25 % beträgt. Da dieser aber etwa 50 % der heutigen Fine-Mode AOD ausmacht, liegt auch die Aerosolanzahl des heutigen anthropogenen Aerosols bei 50 %, da der Fine-Mode (im Vergleich zum Coarse-Mode) die Aerosolanzahl bestimmt.

#### 4 Strahlungstransportrechnungen

Der Einfluss atmosphärischer Veränderungen auf das Erdklima wird generell über Änderungen der Strahlungsbi-

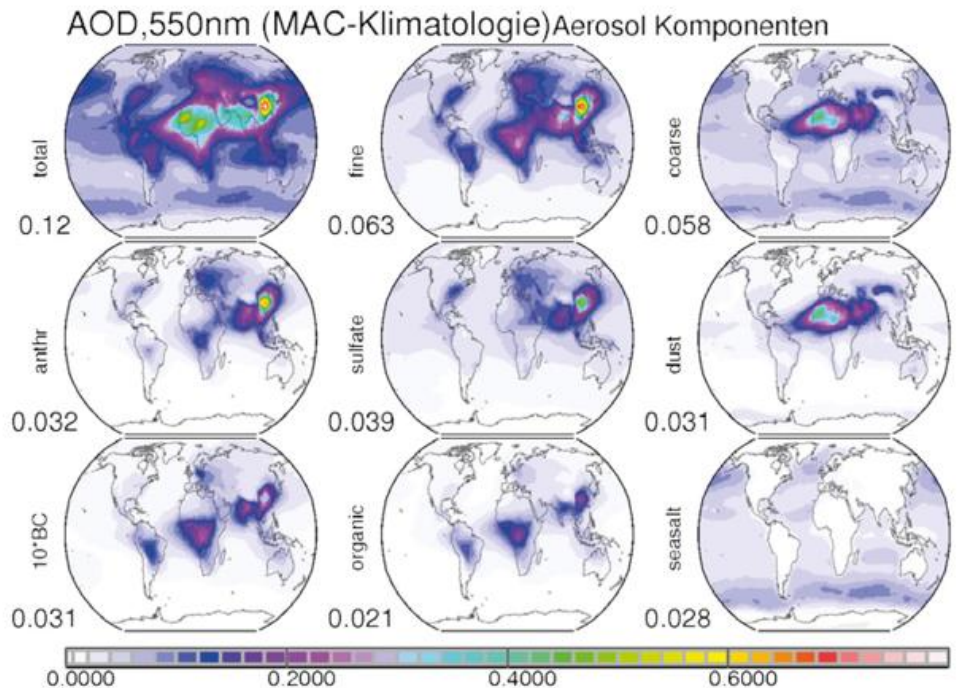


Abb. 3-5: Jährliche Mittel der globalen Verteilungen troposphärischer Aerosolmenge (AOD bei 550 nm) in Bezug auf Aerosolgröße (Fine und Coarse Modes) und auf die in Abbildung 3-1 definierten Aerosoltypen. Dabei sind die Werte des Ruß (BC) zur besseren Darstellung mit einem Faktor 10 multipliziert. Zusätzlich, ist auch eine Abschätzung der heutigen anthropogenen Aerosolmenge angezeigt, die im Mittel zwar nur mit 25 % zur heutigen AOD beiträgt, aber die Aerosolanzahl mehr als verdoppelt.

lanz am Oberrand der Erdatmosphäre beschrieben (Top of Atmosphere, TOA). Dieser Einfluss für Aerosole wird durch Vergleiche von Strahlungstransportrechnungen mit mehr und mit weniger (oder keinen) Aerosolen erstellt. Dabei bedeutet eine Zunahme der Strahlungsverluste ins All eine Abkühlung (negative Werte) und eine Abnahme der Strahlungsverluste ins All eine Erwärmung (positive Werte). Die Strahlungstransportrechnungen liefern auch gleichzeitig die für Prozesse an der Erdoberfläche wichtigen Einflüsse der Aerosole auf die Strahlungsbilanz am Erdboden.

Beim Strahlungseinfluss der Aerosole auf das Klima unterscheidet man zwischen direkten Strahlungseffekten (durch die Aerosolpräsenz) und indirekten Effekten (durch die von Aerosolen veränderten Wolkeneigenschaften). Klima-Änderungsbetrachtungen beziehen sich dabei auf anthropogene (also nichtnatürliche) Aerosole.

Auf Anwendungen der monatlichen Felder der MAC-Klimatologie in einem vollständigen Klimamodell wird hier verzichtet, weil einerseits Rückkopplungen zwischen allgemeiner Zirkulation und Aerosol als zweitrangig eingestuft werden und weil andererseits eine erlaubte Variabilität der Wolken in einem Klimamodell das Erkennen des Aerosolsignals erschwert. Dagegen basieren die hier vorgestellten Resultate der Strahlungseinflüsse des Aerosols auf doppelten Rechnungen mit einem spektral aufgelösten Strahlungstransportmodell. Bevor allerdings Abschätzungen für direkte und indirekte Effekte der Aerosole vorge-

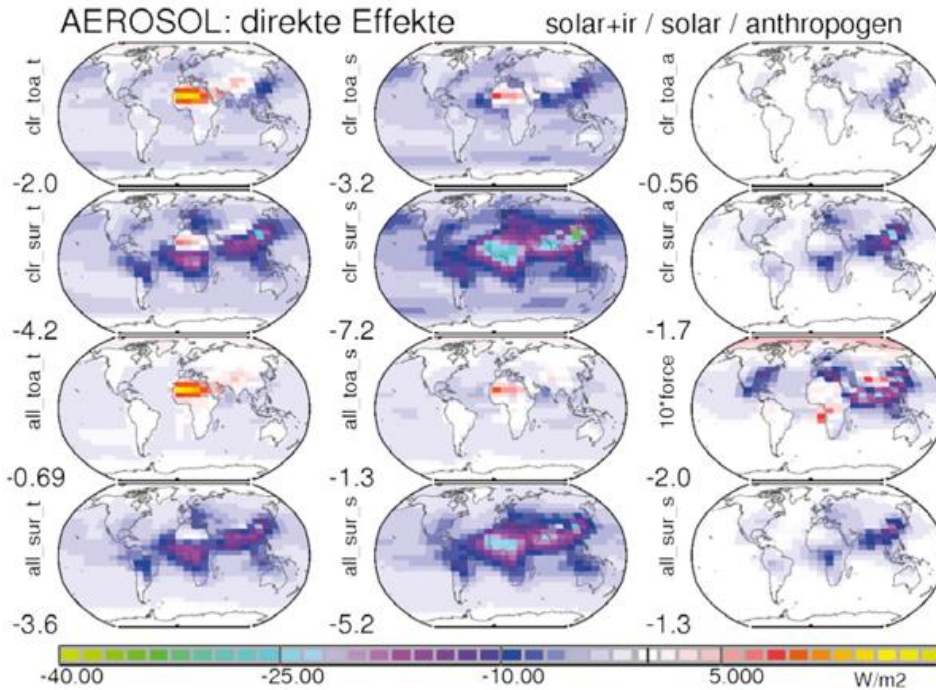


Abb. 3-6: Einfluss heutiger Aerosole (allein durch ihre Präsenz und daher direkte Effekte) auf die Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre (toa) und an der Erdoberfläche (sur), sowohl bei wolkenfreier (clr) und bewölkter Troposphäre (all). Dabei werden Verteilungen von Jahresmittel des Gesamtaerosols über den gesamten (solaren und terrestrischen) Spektralbereich (linke Spalte) als auch nur für den solaren Spektralbereich (mittlere Spalte) gezeigt. Zusätzlich sind die Einflüsse des heutigen anthropogenen Aerosols (rechte Spalte) aufgezeigt, wobei die dargestellten Effekte der heutigen direkten Aerosol Forcings (force = all\_toa\_anthrop) mit 10 multipliziert wurden.

stellt und beurteilt werden, werden zunächst die verwendeten globalen Hilfsfelder kurz vorgestellt. Dabei wurden für jeden Gitterpunkt und Monat die folgende Werte übernommen:

- MODIS-Daten zur Beschreibung der spektralen solaren Oberflächenalbedo über Land (im Sichtbaren und im nahen Infraroten).
- ISCCP-Daten zur Beschreibung von Wolken mit Bedeckungsdaten niedriger, mittlerer und hoher Wolken und der optische Dicke aller Wolken.
- Modell-Rechnungen zur Bestimmung der Höhenverteilung des AOD, separat für Fine-Mode AOD und Coarse-Mode AOD.
- Modellrechnungen zur Bestimmung der zeitabhängigen anthropogenen AOD-Anteils der Fine-Mode AOD.
- Standardatmosphären zur Beschreibung des atmosphärischen Zustandes von Temperatur, Druck und Feuchte.

Zusammen mit den globalen Feldern der MAC-Klimatologie (Abbildung 3-5) und den spektralen Werten für AOD, SSA und ASY für die 8 solaren und 12 terrestrischen Wellenlängen der Strahlungstransportmodells (Abbildung 3-3) kann über Differenzen zwischen Berechnungen mit und ohne (oder weniger) Aerosol ihr Einfluss auf den Strahlungshaushalt bestimmt werden. Dabei werden die Verringerung der Sonneneinstrahlung am Erdboden (wichtig bei Sonnenenergieanwendungen oder Prozesse am Erdboden), die Erwärmung der Atmosphäre durch Absorption von Sonnen-Energie (wichtig für mögliche Schwächungen der Kon-

vektion) und die Klimaeinflüsse am Oberrand der Atmosphäre (TOA) über Energieänderungen in  $W/m^2$  quantifiziert.

#### 4.1 Direkte Effekte

Die errechneten direkten Effekte des heutigen Aerosols auf den Strahlungshaushalt am Oberrand der Atmosphäre und an der Erdoberfläche sind über globale Verteilungen jährlicher Mittel in Abbildung 3-6 zusammengefasst. Dabei wird zwischen Werten bei Wolkenfreiheit (clr-sky) und Werten mit Wolken (all-sky) unterschieden. Zudem wird auch zwischen den Einflüssen des gesamten Aerosols und den Einflüssen nur des anthropogenen Aerosols unterschieden. Für das gesamte Aerosol wird auch der anteilige solare Einfluß gezeigt, so man ihn bei Wolkenfreiheit (clr-sky) mit solaren Breitbandmessungen vom Boden (wie an BSRN-Stationen) oder mit Satelliten aus dem All

(wie mit dem CERES-Sensor) beobachten können sollte. Die Aerosoleffekte für die Atmosphäre ergeben sich aus der Differenz zwischen den Werten am Oberrand der Atmosphäre und den Werten am Erdboden.

Der direkte Effekt ist negativer an der Erdoberfläche als am Oberrand der Atmosphäre wegen der atmosphärischen Absorption. Für das gesamte Aerosol fällt der wärmende Einfluss des Mineralstaubes gegen dem allgemeinen kühlenden Trend des anderen Aerosoltypen auf, sowohl am Oberrand der Atmosphäre (über der Absorption des Mineralstaubes über dem hellen Hintergrund von Wüsten) als auch am Erdboden (durch den langwelligen Glashausseneffekt). Im globalen Mittel liegt für das heutige gesamte Aerosol der direkte Energieverlust am Oberrand der Atmosphäre unter Einbeziehung troposphärischer Wolken bei  $-1,1 W/m^2$ . Der damit eingeschlossene direkte Klimaeffekt des heutigen anthropogenen Aerosols liegt bei  $-0,35 W/m^2$ . Zur besseren Darstellung ihrer regionalen Beiträge (mit ihren größten Kühlungsraten über Süd- und Ostasien) wurden in Abbildung 3-6 die Werte des direkten Forcings (die Strahlungseinflüsse des anthropogenen Aerosol mit Wolken [all-sky] am Oberrand der Atmosphäre [TOA]) mit einem Faktor von 10 multipliziert.

#### 4.2 Indirekte Effekte

Der indirekte Aerosoleffekt kommt dadurch zustande, daß Aerosole die mikrophysikalischen Eigenschaften der Wolken und damit deren Strahlungseinflüsse verändern. Da

sich Tropfen von Wasserwolken bevorzugt an Aerosolen bilden wird bei einer erhöhten Aerosolanzahl der zur Kondensation verfügbare Wasserdampf auf mehr und kleinere Wolkentropfen verteilt. Dadurch reflektiert eine Wasserwolke dann vor allem stärker die Sonnenenergie. Dies verstärkt den kühlenden Einfluß von Wasserwolken auf das Klima. Bei anderen indirekten Effekten ist weder die Stärke noch ihr Vorzeichen klar, da sich oft indirekte Effekt zumindest teilweise kompensieren. Dies gilt auch für die durch Aerosole möglicherweise veränderte Lebensdauer der Wasserwolken weil kleinere Tropfen einerseits die Bildung von Niederschlag verzögern, andererseits aber kleinere Tropfen bei Mischungsprozessen schneller verdunsten. Zudem wird auch über den möglichen Einfluss von Aerosolen auf die Bedeckung durch Eiswolken oder bei der Bildung bei Eiskristallen nachgedacht. Da aber anthropogenes Aerosol kein (oder nur wenig) Mineralstaub beinhaltet (Mineralstaub ist der bevorzugte Keim bei Eiswolken) und auch der Klimaeinfluss von Eiswolken kleiner ist als der von Wasserwolken, sollten Einflüsse anthropogenen Aerosols auf Eiswolken zu vernachlässigen sein.

Wenn man den indirekten Aerosoleffekt auf eine durch das Aerosol zunehmende Tropfenzahl in Wasserwolken beschränkt, kann man sich örtlicher Zusammenhänge zwischen Aerosolanzahl und Wolkentropfenanzahl aus Satellitendaten bedienen. Dabei wird die Aerosolanzahl durch die AOD des Fine-Mode (**AOD<sub>f</sub>**) aus solarer Reflexion über Ozeanen vertreten und die Anzahl der Wolkentropfen (**CDNC**, **Cloud Droplet Number Concentrations**) wird aus multispektralen Messungen solarer Reflexionen über Ozeanen bestimmt. Über Zuordnungen monatlicher Mittel qualitätsgesicherter Daten bei einer 1x1 deg lat/lon Auflösung ergibt sich im Mittel folgende logarithmische Beziehung:

$$\text{CDNC - Zunahmefaktor} = \frac{\ln(1000 \cdot \text{AOD}_{f, \text{now}} + 3)}{\ln(1000 \cdot \text{AOD}_{f, \text{pre-ind}} + 3)} \quad (3)$$

$$\text{Tropfenradius - Abnahmefaktor} = \frac{1}{(\text{CDNC - Zunahmefaktor})^{1/3}}, \text{LWC konstant} \quad (4)$$

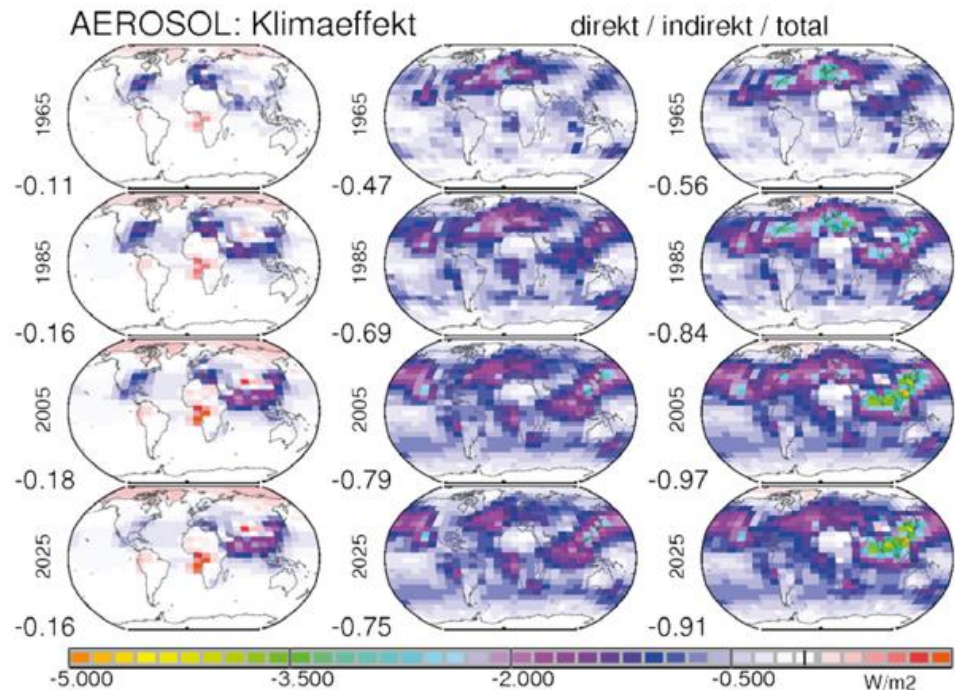


Abb. 3-7: Einflüsse der anthropogenen Aerosole auf das Klima als Funktion der Zeit, wobei Änderungen der Strahlungsbilanz am Oberrand einer Atmosphäre (mit Wolken) angezeigt werden. Globale Verteilungen für Mittel bestimmter Jahre (1945, 1985, 2005, 2025) vergleichen der Klimaeinfluss vom direkten Effekt (durch die Aerosolpräsenz, linke Spalte) mit dem vom indirekten Effekt (mittlere Spalte, wobei nur der Aerosoleinfluss auf die Tropfengröße in Wasserwolken berücksichtigt ist). Jährliche Mittel der Verteilung des gemeinsamen Einflusses anthropogenen Aerosols sind in der rechten Spalte angezeigt. Dieser liegt heutzutage im globalen Mittel (siehe Werte links neben den einzelnen Rahmen) bei etwa  $-1 \text{ W/m}^2$  im liegt und sich in naher Vergangenheit oder naher Zukunft sich zwar regional aber nicht global verändert hat und verändern wird.

Die logarithmische Funktion zeigt an, daß die CDNC-Zunahmefaktoren bei geringeren Hintergrundwerten für die Aerosolanzahl ( $\text{AOD}_{f, 1850}$ ) höher sind. Faktor 3 in der Beziehung repräsentiert die Teilchenanzahl der Coarse-Mode AOD im sauberen Hintergrund (wie im südlichen Pazifik). Wendet man diesen CDNC Zunahmefaktor aufgrund anthropogenen Aerosols auf Wasserwolken an, so dass (bei unverändertem Flüssigwassergerhalt) kleinere Tropfen gebildet werden, ergibt sich für das heutige anthropogene Aerosol (Jahr 2005) ein mittlerer verringerter Nettostrahlungsfluß am Oberrand der Atmosphäre von im Mittel  $-0,65 \text{ W/m}^2$  (wie in Abbildung 3-6 dargestellt). Dabei findet man die stärksten Klimaabkühlungen durch anthropogenes Aerosol des indirekten Effektes über den Ozeanen der nördlichen Hemisphäre. Allerdings ist auch die Unsicherheit des indirekten Einflusses auch viel größer, auch wegen der vereinfachten Annahmen und Verallgemeinerungen durch die logarithmische Funktion.

In globalen Mittel ist die Klimaabkühlung am Oberrand der Atmosphäre durch den indirekten Effekt größer als durch den direkten Effekt. Allerdings bestimmt der direkte Effekt (des anthropogenen Aerosols) die Einflüsse in der Atmosphäre (mit der solarer Absorption und Erwärmung) und am Erdboden (mit Einstrahlungsverlusten).

### 4.3 Zeitliche Änderungen

Die direkten und indirekten Aerosoleffekte auf die Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre (mit troposphärischen Wolken) sind in Abbildung 3-7 auch zeitlich dargestellt.

Dabei werden die Klimaeinflüsse von heute (dem Jahr 2005) mit denen der Jahre 1945, 1985 und 2025 verglichen. Sie zeigen, daß der im Mittel kühlende Einfluss der Aerosole am Oberrand der Atmosphäre vom indirekten Effekt dominiert wird. Der kombinierte (direkte und indirekte) Klima-Einfluss der anthropogenen Aerosols lag bei etwa  $-0,4 \text{ W/m}^2$  im Jahr 1945, wuchs dann auf etwa  $-0,9 \text{ W/m}^2$  im Jahr 1985 an, erreichte heutzutage sein Maximum bei etwa  $-1,0 \text{ W/m}^2$  und soll - basierend auf Projektionen zu Sulfatemissionen - in Zukunft im globalen Mittel wieder leicht abfallen. Allerdings erscheinen die Prognosen für eine mit Mittel geringere Belastung durch anthropogene Aerosole in Zukunft ein wenig optimistisch, da die Zunahme durch Nitrat-Aerosol in diesen Projektionen nicht berücksichtigt wurde. Die zeitliche Entwicklung zeigt auch, daß sich das globale Mittel der kombinierten (direkten und indirekten) Klimaabkühlung durch anthropogene Aerosole im globalen Mittel seit 1985 kaum bewegt hat und sich auch in der nahen Zukunft nur unwesentlich verändern wird. Das verdeckt allerdings die starken regionalen Verschiebungen über die letzten Jahrzehnte weg von Nordamerika und Europa (durch dortige Massnahmen zur Kontrolle der Luftverschmutzung) und hin nach Süd und Ostasien (mit einer Zunahme der Luftverschmutzung im Zusammenhang mit der dortigen Bevölkerungsexplosion).

### Literatur

- DAVE, J.V., 1968: Subroutines for Computing the Parameters of the Electromagnetic Radiation Scattered by Spheres. Report No. **320-3237**.
- DUBOVIK, O., HOLBEN, B., ECK, T., SMIRNOV, A., KAUFMAN, Y., KING, M., TANRE, D., SLUTSKER, I., 2002: Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations. *J.Atmos.Sci.* **38**, 580-608.
- HOLBEN, B.N., TANRE, D., SMIRNOV, A., ECK, T.F., SLUTSKER, I., ABUHASSAN, N., NEWCOMB, W.W., SCHAFFER, J., CHATENET, B., LAVENUE, F., KAUFMAN, Y.J., VANDE CASTLE, J., SETZER, A., MARKHAM, B., CLARK, D., FROUIN, R., HALTHORE, R., KARNIELI, A., O'NEILL, N.T., PIETRAS, C., PINKER, R.T., VOSS, K., ZIBORDI, G., 2001: An emerging ground-based aerosol climatology - aerosol Optical Depth from AERONET. *J. Geophys. Res.* **106**, 12067-12097
- KINNE, S., O'DONNELL, D., STIER, P., KLOSTER, S., ZHANG, K., SCHMIDT, H., RAST, S., GIORGETTA, M., ECK, T.F., STEVENS, B., 2013: MAC-v1: A new global aerosol climatology for climate studies. *J. Adv. Model. Earth Syst.* **5**, 704-740, doi:10.1002/jame.20035.
- KÖPKE, P., HEß, M., SCHULDT, I., SHETTLE, E., 1997: Global Aerosol DataSet. *Max-Planck Institut für Meteorologie, Report* **243**.
- LACIS, A., MISHCHENKO, M., 1994: Climate forcing, climate sensitivity and climate response - A radiative modeling perspective on atmospheric aerosols. In: Charlson und Heitzenberg (Eds.), *Aerosol forcing on climate*, Dahlem conference. *Wiley, Chichester*, 11-42.
- SCHULZ M., TEXTOR, C., KINNE, S., BALKANSKI, Y., BAUER, S., BERNTSEN, T., BERGLEN, T., BOUCHER, O., DENTENER, F., GUIBERT, S., ISAKSEN, I.S.A., IVERSEN, T., KOCH, D., KIRKEVAG, A., LIU, X., MONTANARO, V., MYHRE, G., PENNER, J.E., PITARI, G., REDDY, S., SELAND, Ø., STIER, P., TAKEMURA, T., 2006: Radiative forcing by aerosols as derived from the AeroCom present-day and pre-industrial simulations. *Atmos. Chem. Phys.* **6**, 5225-5246, <https://doi.org/10.5194/acp-6-5225-2006>.
- STEVENS, B., FIEDLER, S., KINNE, S., PETERS, K., RAST, S., MÜSSE, J., SMITH, S., MAURITSEN, S. & T., 2017: MACv2-SP: A parameterization of anthropogenic aerosol optical properties and an associated Twomey effect for use in CMIP6. *Geoscientific Model Development* **10**, 433-452.

STEFAN KINNE  
MPI-Meteorologie  
Bundesstraße 53  
20146 Hamburg  
stefan.kinne@mpimet.mpg.de

## 4

I. TEGEN

## Semidirekter Effekt absorbierender Aerosole

## Semi direct forcing of absorbing aerosol

**Zusammenfassung**

Absorbierende Aerosole können durch Erhöhung atmosphärischer Erwärmungsraten zusätzlich zum direkten und indirekten Strahlungsantrieb einen sogenannten semidirekten Strahlungsantrieb durch eine Änderung der Wolkenbedeckung verursachen. Die Stärke und das Vorzeichen dieses Effekts sind abhängig von den jeweiligen Verteilungen von Aerosol- und Wolkeneigenschaften. Zur Abschätzung dieses Effekts sind Aerosol-Transportmodelle erforderlich, in denen die berechnete Aerosolverteilung bei der Berechnung des Strahlungstransfers berücksichtigt wird. Eine regionale Fallstudie in Europa zeigt, dass der semidirekte Strahlungseffekt im Vergleich zum direkten Strahlungsantrieb an der Atmosphärenobergrenze stärker sein kann, aber ein entgegengesetztes Vorzeichen aufweist.

**Summary**

Absorbing aerosol species can cause a so-called semi-direct effect in addition to direct and indirect radiative forcings via increases in atmospheric heating rates that impact cloud cover. The magnitude and the sign of this effect depend on the distributions of aerosol and clouds. Estimating this effect requires aerosol-transport model simulations, in which aerosols can interact with the radiative transfer. In a regional case study for Europe the semi-direct effect at the top of atmosphere was higher but had an opposite sign to the direct effect.

**1 Einführung**

Atmosphärische Aerosole bestehen aus luftgetragenen festen oder flüssigen Partikeln, die aufgrund ihrer Entstehungsart, ihrer physikalischen und optischen Eigenschaften oder ihrer chemischen Zusammensetzung klassifiziert werden können. Sie entstehen entweder als Primärpartikel durch direkten Eintrag in die Atmosphäre, wie zum Beispiel Rußpartikel, Wüstenstaub oder Meersalzpartikel, oder als sekundäre Partikel durch Kondensation gasförmiger Vorläufersubstanzen, wie zum Beispiel Ammoniumsulfat oder sekundäre organische Aerosolpartikel (SOA). Aerosolpartikel finden sich im Größenbereich zwischen  $10^{-9}$  und  $10^{-4}$  m.

Lebensdauern von Aerosolpartikeln in der Atmosphäre betragen wenige Stunden für grobe Partikel in Bodennähe bis zu etwa 2 Wochen für Partikelgrößen im Submikrometerbereich. Durch diese kurzen Lebensdauern sowie die raumzeitliche Variabilität von Aerosolquellen sind auch die

atmosphärische Verteilung und die Zusammensetzung von Aerosolpartikeln sehr variabel.

Aerosolpartikel beeinflussen den atmosphärischen Strahlungshaushalt auf unterschiedliche Weise. Der sogenannte „direkte Strahlungsantrieb“ bezeichnet die Änderung im Strahlungshaushalt beziehungsweise in der Bestrahlungsstärke der Erde durch Streuung und Absorption einfallender Strahlung. Die sich aus diesem Antrieb ergebenden atmosphärischen Anpassungen, wie zum Beispiel Änderungen der Grenzschichtstabilität oder der Wolkenbedeckung werden dabei nicht mit berücksichtigt. Ein „indirekter Strahlungsantrieb“ der Aerosolpartikel ergibt sich dagegen aus deren Wirkung als Kondensationskeime für die Bildung von Wolkentröpfchen oder für Eisbildung. Im letzten Bericht des „Intergovernmental Panel for Climate Change“ wird der gegenwärtige global gemittelte direkte Strahlungsantrieb durch anthropogene Aerosole mit  $-0,35 \text{ W m}^{-2}$  (Unsicherheitsbereich  $-0,85 \text{ W m}^{-2}$  bis  $+0,15 \text{ W m}^{-2}$ ) und der indirekte Strahlungsantrieb mit  $-0,45 \text{ W m}^{-2}$  (Unsicher-

heitsbereich  $-1,2 \text{ W m}^{-2}$  bis  $0,0 \text{ W m}^{-2}$ ) angegeben (MYHRE et al. 2013). Dazu kommt der sogenannte „semidirekte Effekt“ beziehungsweise die „schnelle Einstellung“ der Atmosphäre auf den direkten Strahlungsantrieb von Aerosolen. Dieser Effekt bezeichnet die Auswirkungen der Änderung in atmosphärischen Erwärmungsraten durch absorbierendes Aerosol auf Grenzschichtdynamik, Zirkulation und auch auf die Wolkenbedeckung. Dieser Einfluss auf Wolkenbedeckung wirkt wiederum auf den atmosphärischen Strahlungshaushalt. Die Auswirkungen des semidirekten Effekts sind komplex. Zu ihrer Abschätzung werden globale oder regionalskalige Modelle verwendet, welche die Verteilung der strahlungsrelevanten Aerosoleigenschaften berücksichtigen. Der semidirekte Aerosoleffekt hängt sowohl von der Verteilung der aerosoloptischen Eigenschaften als auch von atmosphärischen Eigenschaften wie zum Beispiel der Wolkenbedeckung oder dem Wolkentyp ab.

## 2 Verteilung atmosphärischer Aerosole

Abbildung 4-1 zeigt die globale Verteilung der mittleren optischen Dicke als Summe der optischen Dicken aller Aerosolspezies für das Jahr 2010, welche vom MACC (Monitoring Atmospheric Composition and Climate) Reanalysemodell berechnet wurde (BELLOUIN et al. 2013). Regionale Unterschiede in der Aerosolverteilung sind deutlich zu erkennen. Die regionale Zusammensetzung des atmosphärischen Aerosols hängt wesentlich von der Verteilung der Aerosolquellen ab. Durch die unterschiedliche Quellverteilung der einzelnen Aerosolspezies im Zusammenhang mit der begrenzten atmosphärischen Lebensdauer der Partikel, welche einige Tage bis wenige Wochen beträgt, ist die raumzeitliche Variabilität der Aerosolkonzentration und deren optischen Eigenschaften entsprechend hoch. Die Verteilung absorbierender Aerosolspezies ist dabei für die Bestimmung des Einflusses auf atmosphärische Erwärmungsraten wesentlich.

In den industrialisierten Regionen von Nordamerika, Europa und Asien überwiegen primär emittierte oder sekundär gebildete Aerosole aus anthropogenen Quellen, die vor allem durch Verbrennung fossiler Brennstoffe oder Biomasse

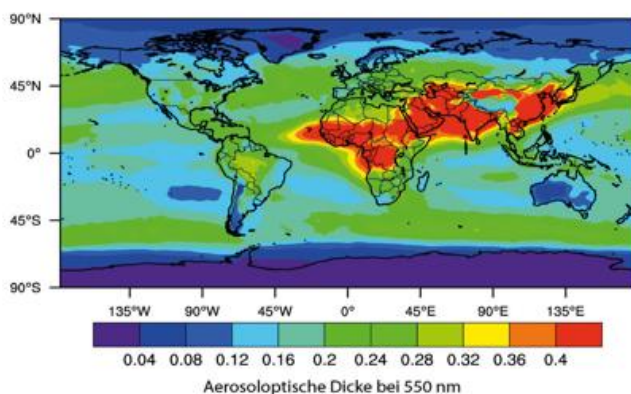


Abb. 4-1: Globale Verteilung der aerosoloptischen Dicke gemittelt für das Jahr 2010 berechnet mit dem MACC-Reanalysemodell (BELLOUIN et al. 2013).

entstehen, wie zum Beispiel Ruß. Rußquellen sind vor allem industrielle Emissionen, Verkehr, Hausfeuer und Vegetationsfeuer (Waldbrände, Verbrennung von Vegetationsresten auf Ackerflächen). Ruß ist im solaren Spektralbereich stark absorbierend. Dagegen wirken die sekundär gebildeten anthropogenen Partikel (Ammoniumsulfat, Ammoniumnitrat, SOA) vor allem reflektierend. Über Ozeanen wird ein Hauptanteil des Aerosols aus natürlichen Quellen erzeugt, dies sind primär emittierte nicht-absorbierende Meersalzpartikel, welche einen Anteil an organischem Kohlenstoff aufweisen können. Dazu können sekundär gebildete Sulfataerosole als Endprodukt aus der Oxidation von Dimethylsulfid entstehen, welches von bestimmten Planktonspezies gebildet wird. In Wüstenregionen ist durch Winderosion gebildeter Mineralstaub der Hauptbestandteil des Aerosols. Dieser tritt vor allem im Staubgürtel von der Sahara über die arabische Halbinsel und den Wüstengebieten in Zentralasien und China auf. Mineralstaub wird in ariden und semiariden Gebieten durch Starkwindereignisse von vegetationsfreien Bodenoberflächen abgetragen. Mineralstaubpartikel sind in Abhängigkeit von ihrer mineralischen Zusammensetzung im solaren Spektralbereich leicht absorbierend. Dies hängt insbesondere von ihrem Gehalt an den Eisenoxiden Hämatit und Goethit ab. Abschätzungen der Einfachstreueralbedo bei 550 nm reichen in einer Zusammenfassung von HIGHWOOD und RYDER (2014) von 0,8 bis 0,98. Durch ihre Partikelgrößenverteilung mit dem Hauptanteil der Partikelmasse bei Teilchen kleiner als  $1 \mu\text{m}$  absorbieren und emittieren Mineralstaubpartikel als auch im terrestrischen Spektralbereich.

Während anthropogenes Rußaerosol aus der Verbrennung fossiler Brennstoffe in der Regel in der Grenzschicht verbleibt, kann Ruß aus Vegetationsfeuern bereits bei der Emission in mehrere Kilometer Höhe in die Atmosphäre eingetragen werden, und unterliegt somit ebenso wie Mineralstaubaerosol dem Ferntransport der freien Troposphäre.

Die prozentualen Anteile der beiden Aerosolspezies in Nordafrika und Europa sind in Abbildung 4-2 als Jahresmittelwert dargestellt. Biomasseverbrennungsaerosol tritt in Nordafrika vor allem in der Trockenzeit zwischen Dezember und Februar in der Sahelzone auf. Ansonsten ist die Aerosolverteilung in Nordafrika insbesondere vom natürlichen Mineralstaub geprägt, welcher in der Sahara-region mehr als 80 % zur aerosoloptischen Dicke beiträgt. Die Sahara ist die größte Mineralstaubquelle weltweit; im globalen Vergleich werden mehr als 50 % der atmosphärischen Staubaerosole in dieser Region emittiert. Obwohl Staubpartikel im solaren Wellenlängenbereich bezogen auf ihre optische Dicke deutlich weniger stark als Rußpartikel absorbieren, ist durch seine hohe optische Dicke und große geographische Ausbreitung der Einfluss des Mineralstaubes auf atmosphärische Erwärmungsraten nicht zu vernachlässigen.

Europa ist stark von anthropogener Aerosolbelastung geprägt, wobei diese in Mitteleuropa in den letzten Jahrzehnten durch Luftreinhaltemaßnahmen abgenommen hat

(BELLOUIN et al. 2013). Absorbierendes Aerosol ist hier im wesentlichen Rußaerosol vor allem aus anthropogenen Quellen. Der Anteil an Ruß an der AOD beträgt in Zentraleuropa bis zu 5 % im Jahresmittel.

### 3 Aerosol in globalen und regionalen Modellen

Die Auswirkungen absorbierender Aerosole auf atmosphärische Erwärmungsraten und die daraus entstehenden Veränderungen der Grenzschichtstabilität, Luftbewegungen und Wolkenbedeckung können mit global- oder regionalskaligen Modellen abgeschätzt werden. Dazu wird in diesen Modellen die Aerosolverteilung berechnet, die dann wiederum an die Strahlungstransferberechnung im Modell gekoppelt ist. Aerosolverteilungen werden in solchen Modellen für einzelne Spezies durchgeführt, für welche Emissionen, Transport, Deposition und chemische sowie mikrophysikalische Umwandlungsprozesse berechnet werden. Eine Evaluierung der simulierten Aerosolverteilung aus globalen Modellen mit Messdaten ist oftmals nur statistisch möglich. Dagegen erlauben regionale Aerosolmodelle, welche in Wettermodellen eingebettet sind, realitätsnahe Simulationen von Einzelereignissen. Messungen der Aerosolkonzentration, Partikelgrößenverteilung, chemischen Zusammensetzung und optischer Dicke aus Feldkampagnen sind gut geeignet, um diese regionalen Aerosoltransportmodelle zu evaluieren.

Der Einfluss der berechneten Aerosolverteilungen auf den simulierten Strahlungstransfer erfolgt in der Regel mit Hilfe von Nachschlagetabellen, in denen Extinktionseffizienz, Einfachstreueralbedo und Asymmetrieparameter (zur Definition siehe Kapitel „Streuung und Absorption solarer Strahlung in der Atmosphäre“) für die im Modell verwendeten Wellenlängenbereiche für einzelne Aerosolpezies beziehungsweise Aerosolgemische vorberechnet wurden. So wird beispielsweise im Vorhersagemodell des Deutschen Wetterdienstes COSMO (Consortium for small scale modeling, in STEPLER et al. 2003) der Einfluss von Wolken, Aerosolpezies und Gasen in drei solaren Wellenlängenbereichen zwischen 0,245 und 4,64  $\mu\text{m}$  und fünf thermischen Wellenlängenbereichen zwischen 4,62 und 104,5  $\mu\text{m}$  mit einem Delta-Zweistromnäherungsverfahren berechnet.

### 4 Einfluss von absorbierendem Aerosol auf atmosphärische Erwärmungsraten

Durch den direkten Strahlungsantrieb reduzieren Aerosole die an der Bodenoberfläche eintreffenden Strahlungsflüsse und streuen einen Teil der Strahlungsflüsse zurück in den Weltraum. Damit wird die gesamte Strahlungsbilanz der Atmosphäre beeinflusst und der Boden abgekühlt. Falls der Wert ihrer Einfachstreueralbedo geringer als 1 ist, wirken Aerosole teilweise absorbierend in der Atmosphäre. Absorbierende Aerosole modifizieren atmosphärische

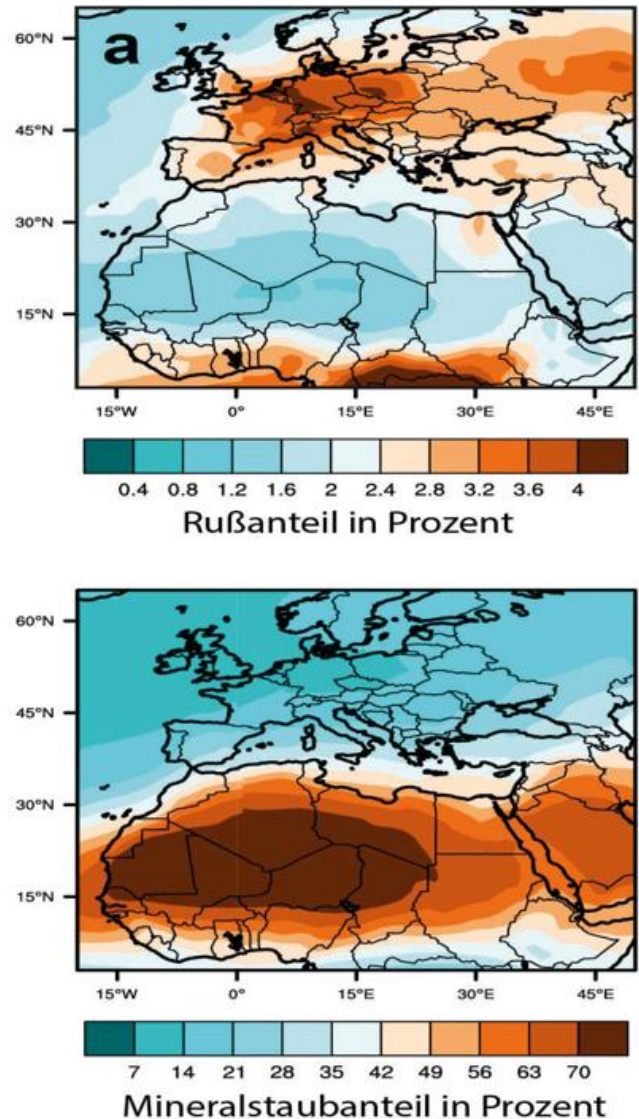


Abb. 4-2: Prozentualer Anteil von Rußaerosol (oben) und Mineralstaub (unten) an der aerosoloptischen Dicke für Nordafrika und Europa berechnet vom MACC-Reanalysemodell.

Erwärmungsraten innerhalb der Schichten, in denen sie enthalten sind. Erwärmungsraten in der Höhe  $z$  berechnen sich aus der Divergenz der Strahlungsflüsse  $F$  innerhalb einer Luftschicht unter Berücksichtigung der Dichte  $\rho$  und spezifischen Wärmekapazität  $c_p$  der Luft nach folgender Gleichung:

$$\frac{\partial T(z)}{\partial t} = - \frac{1}{c_p \rho} \frac{dF(z)}{dz} \quad (1)$$

Die Änderung der Erwärmungsraten durch Aerosolpartikel hängt dabei von deren regionalen und saisonalen Verteilung sowie vom Verhältnis von Absorption und Extinktion der Aerosole ab. Frühe Abschätzungen dieses Effekts liegen oberhalb von 1 K/Tag für typische Staubschichten über dem Nordatlantik (CARLSON und BENJAMIN 1980). Für anthropogenes Aerosol fanden beispielsweise WENDISCH et al. (2008) für ein Aerosol in der Grenzschicht des Pearl River Delta in China mit einer hohen optischen Dicke von 1,5 und einer Einzelstreueralbedo von 0,85 solare Erwärmungsraten von 7 bis 8 K/Tag.

### 5 Semidirekte Effekte des absorbierenden Aerosols

Die Asymmetrie im Strahlungsantrieb, welche durch die ungleichförmige Verteilung des absorbierenden Aerosols entsteht, kann zu einer Verschiebung der innertropischen Konvergenzzone führen (zum Beispiel MING und RAMASWAMY 2009). Die südostasiatische Monsunzirkulation wird durch absorbierendes Aerosol gestärkt (RANGLES und RAMASWAMY 2008). Rußschichten und Staubschichten können zu einer Stabilisierung der Grenzschicht führen, was zu einer Verringerung der turbulenten Durchmischung und Grenzschichthöhe führen kann (WENDISCH et al. 2008). Die Verstärkung der atmosphärischen Stabilität durch die Streuung und Absorption durch Aerosole führt bei Saharastaub in der Regel zu einer negativen Rückkoppelung auf die Staubemission über die Verringerung der Bodenwindgeschwindigkeiten und damit der Staubemission. Modellbasierte Abschätzungen zeigen hierdurch reduzierte Staubemissionen um 10 bis 20 %.

Als „semidirekten“ Aerosoleffekt bezeichnet man die Änderung im Strahlungshaushalt durch Änderung der Atmosphärendynamik und Wolkenbedeckung als Konsequenz des Einflusses auf Erwärmungsraten und der Atmosphärendynamik, jedoch ohne Berücksichtigung des indirekten Effekts. Alternativ bezeichnet der Begriff „rapid adjustment“ (MYHRE et al. 2013) die schnelle Anpassung der Atmosphäre auf geänderte Erwärmungsraten ohne Berücksichtigung des Einflusses auf Oberflächentemperaturen. Semidirekte Aerosoleffekte sind in globalen und regionalen Modellen, in denen die Aerosolverteilung an die Strahlungsübertragung gekoppelt ist, implizit mitberücksichtigt.

Der semidirekte Effekt hängt dabei von der Aerosolverteilung, der Einfachstreueralbedo, der Gegenwart von Wolken, der Bodenalbedo und der Vertikalverteilung des Aerosols ab. Der Einfluss des absorbierenden Aerosols auf Wolken wurde von HANSEN et al. (1997) durch Reduktion/Auflösung von Wolken durch die erwärmte Luft erklärt. Mit Hilfe eines vereinfachten Allgemeinen Zirkulationsmodells schätzten sie ab, dass durch diesen Effekt die kritische

Einfachstreueralbedo, unterhalb welcher troposphärische Aerosole im globalen Mittel erwärmend statt abkühlend wirken, von 0,89 auf 0,91 steigt. Für Asien finden HUANG et al. (2014) dagegen in einer Modellstudie einen Anstieg der niedrigen Wolkenbedeckung über Ozeanen und einigen Landregionen, also einen negativen semidirekten Effekt. Für das schwächer absorbierende Mineralstaubaerosol fanden PERLWITZ und MILLER (2010) in einer globalen Modellstudie ebenfalls, dass in Regionen mit hoher Staubkonzentration die Wolkenbedeckung ansteigt. Die Autoren erklären diesen Effekt dadurch, dass durch die Erwärmung der Staubschicht die Feuchtekonvergenz zunimmt, was wiederum zu einer Erhöhung der Wolkenbedeckung führt.

Durch die teilweise gegenläufigen Einflüsse absorbierender Aerosole auf Wolkenbedeckung und damit auf Temperaturänderungen kann der semidirekte Effekt nur schwer auf globaler Skala quantifiziert werden. Die unterschiedlichen Auswirkungen des semidirekten Effekts von Rußaerosol wurden von KOCH und DEL GENIO (2010) zusammengefasst (Abbildung 4-3). Für Stratocumulusbewölkung kann eine darüber liegende absorbierende Aerosolschicht die Temperaturinversion durch eine Erwärmung der aerosolhaltigen Luftschicht verstärken, und damit eine Erhöhung der Wolkenbedeckung verursachen (negativer Strahlungsantrieb). Der Aerosoleffekt kann in Bodennähe zur Verstärkung der Konvektion und damit ebenfalls zu einer Erhöhung der Wolkenbedeckung beitragen.

Abschätzungen des Strahlungsantriebs durch den semidirekten Effekt reichen von -0,4 bis 0,1 W/m<sup>2</sup>, während lokal Werte von -9,5 bis 11 W/m<sup>2</sup> auftreten können (KOCH und DEL GENIO 2010). Im Vergleich zu diesen Werten wird der global und jährlich gemittelte direkte Strahlungsantrieb von Aerosolen mit -0,35 W/m<sup>2</sup> (-0,85 W/m<sup>2</sup> bis +0,15 W/m<sup>2</sup>) und der Strahlungseffekt einschließlich der atmosphärischen schnellen Einstellung der Atmosphäre auf -0,45 (-0,95 bis +0,05 W/m<sup>2</sup>) abgeschätzt (MYHRE et al. 2013). Der semidirekte Effekt von absorbierenden Aerosolen ist somit nur etwas geringer als der direkte Effekt.

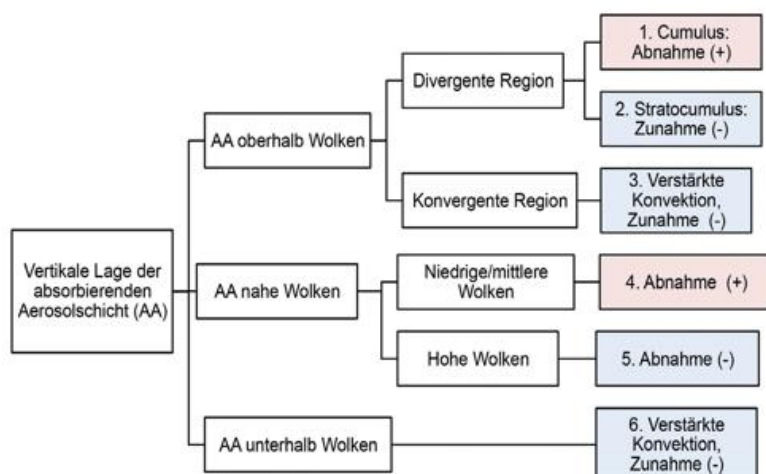


Abb. 4-3: Effekte der Aerosolabsorption auf Wolkenbedeckung, nach KOCH und DEL GENIO (2010). Semidirekte Strahlungsantriebe können positiv (rot) oder negativ (blau) sein.

Die Abschätzung des semidirekten Effekts beziehungsweise der schnellen Anpassungen der Wolken an den Strahlungsantrieb durch absorbierendes Aerosol ist durch die Fähigkeit der Modelle begrenzt, Wolkenprozesse realistisch darzustellen. Semidirekte Effekte können zudem nicht immer unabhängig von indirekten Aerosoleffekten auf Wolken betrachtet werden.

### 6 Fallstudie für Europa

Ein Beispiel für die Abschätzung des semidirekten Aerosoleffekts in Mitteleuropa mit einem Regionalmodell wurde von MEIER et al. (2012) beschrieben. Die wesentliche Quelle für absorbierendes Aerosol in Europa ist Rußaerosol aus anthropogenen Verbrennungsprozessen.

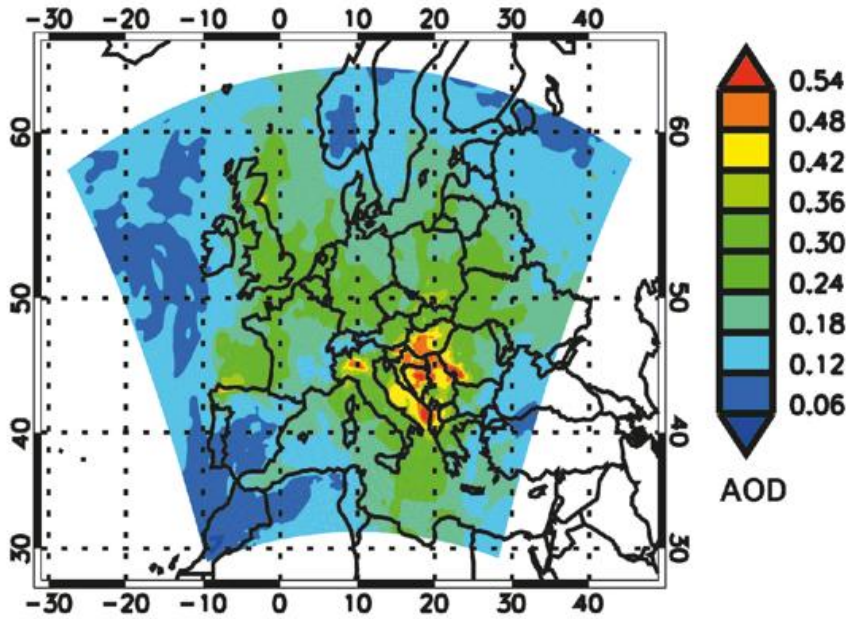


Abb. 4-4: Optische Dicke des anthropogenen Aerosols in Europa, berechnet mit dem Modell COSMO-MUSCAT. Die Werte sind Mittelwerte für 12 UTC, gemittelt über den Zeitraum 19.-26. Juli 2006 (MEIER et al. 2012).

Gelegentlich kann auch Saharastaub, der bei passenden Wetterlagen nordwärts von Afrika nach Europa transportiert wird, zur europäischen Aerosolbelastung beitragen. MEIER et al. (2012) haben Auswirkungen des absorbierenden Aerosols auf den direkten und semidirekten Effekt für eine Fallstudie in Mitteleuropa untersucht. Dazu wurden ein Ereignis im Juli 2006 mit dem COSMO-MUSCAT Modell (**M**ulti-**S**cale **C**hemistry **A**erosol **T**ransport; WOLKE et al. 2012) simuliert, wobei die im MUSCAT berechnete Aerosolverteilung die Strahlungstransferberechnung im COSMO beeinflussen konnte. Die direkten und semidirekten Strahlungsantriebe der berechneten Aerosolverteilung in Europa (Abbildung 4-4) wurden dabei jeweils getrennt voneinander analysiert. Die aerosoloptische Dicke betrug im Durchschnitt 0,19 für das europäische Modellgebiet. Die Änderung der Wolkenbedeckung durch den Strahlungsantrieb der berechneten Aerosolverteilung zeigt eine Abnahme der Wolkenbedeckung von 1 % über dem gesamten europäischen Raum. Der solare Strahlungsantrieb, der durch diese Abnahme der Wolkenbedeckung entsteht, beträgt  $-1,0 \text{ W m}^{-2}$  an der Atmosphärenobergrenze, der semidirekte Effekt durch die Abnahme der Wolkenbedeckung beträgt  $+2,4 \text{ W m}^{-2}$  im Mittel über den gesamten Zeitraum. Im Vergleich zum direkten Strahlungsantrieb für diesen Zeitraum hat hier der semidirekte Antrieb einen größeren Betrag, aber ein entgegengesetztes Vorzeichen. In diesem Beispielsfall verändert also der semidirekte Effekt den negativen Strahlungsantrieb an der Atmosphärenobergrenze des europäischen Aerosols in einen positiven Strahlungseffekt. Am Boden verringert der semidirekte Effekt von  $2,6 \text{ W m}^{-2}$  den direkten mittleren Strahlungsantrieb von  $-16,3 \text{ W m}^{-2}$  auf  $-13,7 \text{ W m}^{-2}$  für den Modellzeitraum, dabei können lokal positive Werte auftreten (Abbildung 4-5). In diesem Modell-

experiment blieb der Einfluss der Aerosolpartikel auf mikrophysikalische Wolkeneigenschaften (indirekter Effekt) unberücksichtigt.

## 7 Zusammenfassung

Zusammenfassend ist festzustellen, dass der semidirekte Effekt von absorbierenden Aerosolen, der eine Folge ihres Einflusses auf atmosphärische Erwärmungsraten ist, auch im Vergleich zu deren direktem Strahlungseffekt durchaus bedeutsam sein kann. Je nach dem Verhältnis der Vertikalverteilungen von Aerosol- und Wolkenschichten und je nach Wolkentyp kann der semidirekte Effekt positiv oder negativ sein. Jedoch bleibt es problematisch, diesen Effekt unabhängig vom Einfluss von Aerosolpartikeln als Wolkenkondensationskeime (indirekter Effekt) zu untersuchen. Eine Voraussetzung für eine realistische Abschätzung der Größenordnung und sogar des Vorzeichens des semidirekten Effekts ist einerseits eine genaue Beschreibung der räumzeitlichen Verteilung des

semidirekten Effekts ist einerseits eine genaue Beschreibung der räumzeitlichen Verteilung des

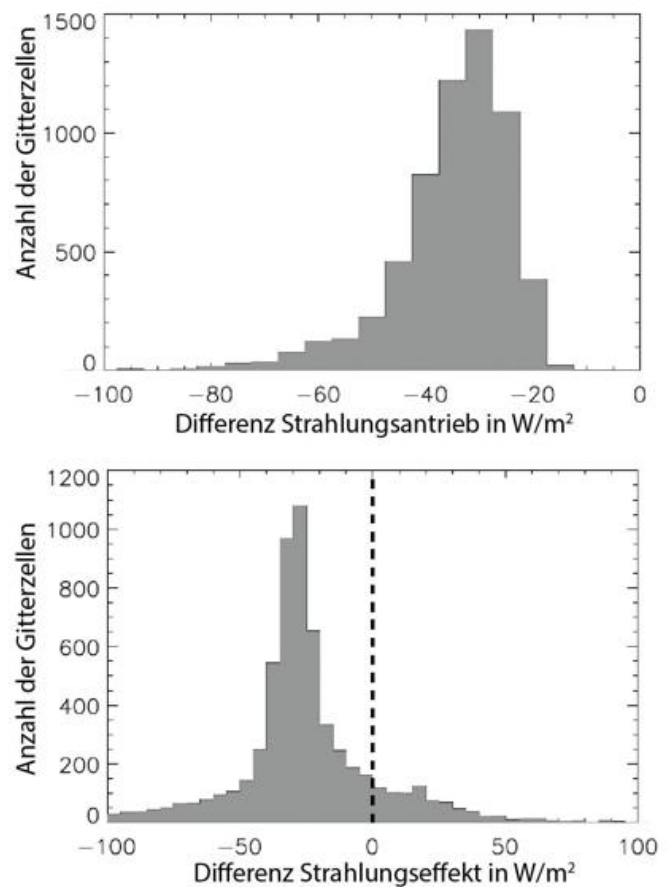


Abb. 4-5: Häufigkeitsverteilung des solaren Strahlungsantriebs am Boden (oben) des anthropogenen Aerosols in Europa (19.-26. Juli 2006, 12 UTC, berechnet mit COSMO-MUSCAT) sowie des Strahlungseffekts einschließlich der Änderung der Wolkenbedeckung durch Änderung der atmosphärischen Erwärmungsraten (unten).

absorbierenden Aerosols, andererseits eine realitätsnahe Darstellung von Wolkenprozessen in Modellen. Dennoch sollte der semidirekte Effekt von absorbierenden Aerosolen bei Untersuchungen der Effekte von Aerosolen im Klimasystem mit berücksichtigt werden.

## Literatur

- BELLOUIN, N., QUAAS, J., MORCLETTE, J.-J., BOUCHER, O., 2013: Estimates of aerosol radiative forcing from the MACC re-analysis. *Atmos. Chem. Phys.* **13**, 2045-2062, doi:10.5194/acp-13-2045-2013, 2013.
- CARLSON, T. N., BENJAMIN, S., 1980: Radiative heating rates for Saharan dust. *J. Atmos. Sci.* **37**, 193–213.
- HANSEN, J. E., SATO, M., RUEDY, R., 1997: Radiative Forcing and Climate Response. *J. Geophys. Res.* **102**, 6831-6864.
- HIGHWOOD, E., RYDER, C., 2014: Radiative effects of dust. In: Knippertz, P., and Stuut, J.-B. W. (Hrsg.). *Mineral Dust A Key Player in the Earth System. Springer, USA*, pp. 267-286.
- HUANG, J., WANG, T., WANG, W., LI, Z., YAN, H., 2014: Climate effects of dust aerosols over East Asian arid and semiarid regions., *J. Geophys. Res. Atmos.* **119**, 11, 398–416, doi:10.1002/2014JD021796.
- KOCH, D., DEL GENIO, A. D., 2010: Black carbon semi-direct effects on cloud cover: review and synthesis. *Atmos. Chem. Phys.* **10**, 7685-7696, doi:10.5194/acp-10-7685-2010.
- MEIER, J., TEGEN, I., HEINOLD, B., WOLKE, R., 2012: Direct and semi-direct radiative effects of absorbing aerosols in Europe: Results from a regional model. *Geophys. Res. Lett.* **39**, L09802, doi:10.1029/2012GL050994.
- MING, Y., RAMASWAMY, V., 2009: Nonlinear climate and hydrological responses to aerosol effects. *J. Climate* **22**, 1329-1339.
- MYHRE, G., SHINDELL, D., BRÉON F., COLLINS, W., FUGLESTVEDT, J. HUANG, J., KOCH, D., LAMARQUE, J.-F., LEE, D., MENDOZA, B., NAKAJI-MA, T., ROBOCK, A., STEPHENS, G., TAKEMURA, T., ZHANG, H., 2013: Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.*
- PERLWITZ, J., MILLER, R., 2010: Cloud cover increase with increasing aerosol absorptivity: A counterexample to the conventional semidirect aerosol effect. *J. Geophys. Res.* **115**, D08203, doi:10.1029/2009JD012637.
- RANDLES, C. A., RAMASWAMY, V., 2008: Absorbing aerosols over Asia: A Geophysical Fluid Dynamics Laboratory general circulation model sensitivity study of model response to aerosol optical depth and aerosol absorption. *J. Geophys. Res.* **113**, D21203, doi:10.1029/2008JD010140.
- STEPPELER, J., DOMS, G., SCHÄTTLER, U., BITZER, H., GASSMANN, A., DAMRATH, U., GREGORIC, G., 2003: Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM. *Meteorol. Atmos. Phys.* **82**, 75–96.
- WENDISCH, M., HELLMUTH, O., ANSMANN, A., HEINTZENBERG, J., ENGELMANN, R., ALTHAUSEN, D., EICHLER, H., MUELLER, D., HU, M., ZHANG, Y., MAO, J., 2008: Radiative and dynamic effects of absorbing aerosol particles over the Pearl River Delta, China. *Atmos. Environ.* **42**, 6405-6416, DOI: 10.1016/j.atmosenv.2008.02.03
- WOLKE, R., SCHRÖDER, W., SCHRÖDNER, R., RENNER, E., 2012: Influence of grid resolution and meteorological forcing on simulated European air quality: A sensitivity study with the modeling system COSMO-MUSCAT, *Atmos. Environ.* **53**, 110-130, doi: 10.1016/j.atmosenv.2012.02.085.

DR. INA TEGEN  
Leibniz Institut für Troposphärenforschung  
Permoserstr. 15  
04318 Leipzig  
itegen@tropos.de

## 5

J. QUAAS

## Störungen der globalen Strahlungsbilanz

## Perturbations of the global radiation budget

**Zusammenfassung**

Ausgehend von der Energiebilanz am Oberrand der Atmosphäre wird dargelegt, wie externe Prozesse das auf globaler Skala annähernd existierende Gleichgewicht zwischen absorbierter Solarstrahlung und emittierter terrestrischer Strahlung stören und so das Klima verändern können. Unter den daraus resultierenden Strahlungsantrieben ist insbesondere der Strahlungsantrieb durch die Wechselwirkung von anthropogenen Aerosolen mit Wolken mit großer Unsicherheit behaftet. Rückkopplungsprozesse bewirken insgesamt, dass das Klima als Reaktion auf eine Störung ein neues stabiles Gleichgewicht erreicht; allerdings führen positive Rückkopplungsmechanismen dazu, dass die Klimasensitivität bezüglich dieser Störung höher ausfällt als ohne diese Prozesse. Bei diesen Rückkopplungen ist die Rolle von Wolken der größte Unsicherheitsfaktor; die Unsicherheit bezüglich ihres Strahlungsantriebs und der daraus resultierenden Rückkopplungen bedingen sich: Wäre es möglich, einen der beiden Terme genauer zu bestimmen, dann könnte man aus der beobachteten Klimaerwärmung Rückschlüsse auf den anderen Term ziehen. Die großen Unsicherheiten lassen Vorschläge, künstlich das Klima zu kühlen („climate engineering“) als riskant erscheinen.

**Summary**

On the basis of the energy budget of the Earth system at the top of the atmosphere it is explained how external processes may perturb the balance between absorbed solar radiation and emitted terrestrial radiation on the global scale and subsequently alter climate. Among the resulting radiative forcings of such perturbations the forcing caused by the interaction of anthropogenic aerosols with clouds has large uncertainties. Feedback processes lead to a new stable equilibrium of the climate after perturbations, but positive feedback mechanisms imply a climate sensitivity that is larger than it would be without these processes. Among these feedbacks, clouds are the largest source of uncertainty. The uncertainties of the role of clouds for climate forcings and for climate feedbacks are related: if it was possible to constrain one of the terms, the other one could be determined on the basis of the observed climate warming since pre-industrial times. The large uncertainties suggest that propositions to artificially cool the climate (“climate engineering“) are hazardous.

**1 Einführung**

Das Erdsystem ist ein geschlossenes System im thermodynamischen Sinne, denn es tauscht mit seiner Umgebung (dem Weltall) Energie, aber nur in vernachlässigbarem Umfang Materie aus. Dabei finden die Energieflüsse<sup>1</sup> am Oberrand der Atmosphäre, also der Grenzschicht zwischen Erdsystem und Weltall, ausschließlich in Form von Strahlung statt. Man kann diese in drei Komponenten aufteilen,

nämlich (i) die einfallende Solarstrahlung,  $F_S^\downarrow$ , (ii) die zurückgestreute Solarstrahlung,  $F_S^\uparrow$ , und (iii) die ausgehende terrestrische Strahlung,  $F_T^\uparrow$ . Die Differenz zwischen einfallender und zurückgestreuter Solarstrahlung ist die absorbierte Solarstrahlung.

Im energetischen Sinn kann man das Klimasystem über seine innere Energie, also seine Temperatur, beschreiben. Das Klima ist im Gleichgewicht, wenn die Summe der

<sup>1</sup> Gemäß Beitrag „Strahlungsgrößen, -gesetze und -übertragung“ in diesem Heft als Bestrahlungsstärke definiert.

Energieflüsse am Oberrand der Atmosphäre,

$$\overline{F}_t^\downarrow + \overline{F}_s^\uparrow + \overline{F}_t^\uparrow = 0 \text{ ist}^2,$$

wenn sich also absorbierte Solarstrahlung und emittierte terrestrische Strahlung im globalen und zeitlichen Mittel über einen genügend langen Zeitraum ausgleichen.

## 2 Strahlungsantrieb

Wenn die Strahlungsbilanz des Erdsystems durch Mechanismen gestört wird, die nicht Teil der internen Variabilität des dynamischen Klimasystems sind, dann spricht man von einem Strahlungsantrieb,  $\Delta F$ . Natürliche Strahlungsantriebe werden etwa durch Änderungen der solaren Einstrahlung (der „Solarkonstante“) oder durch Vulkanausbrüche verursacht; denkbar wären auch Einschläge von Meteoriten. Daneben gibt es anthropogene Strahlungsantriebe, etwa durch die Änderung der Oberflächenalbedo, zum Beispiel durch Landnutzungsänderungen, und insbesondere durch Änderungen der Atmosphärenzusammensetzung. So ist die Änderung (in der Regel Zunahme) der Konzentration von Spurengasen in der Atmosphäre in Bezug auf die Strahlungsbilanz dann relevant, wenn diese Strahlung absorbieren. Aktuell ändern anthropogene Aktivitäten insbesondere die Konzentrationen von Kohlendioxid, Methan, Lachgas, halogenierten Kohlenwasserstoffen, Kohlenmonoxid und Stickoxiden. Auch kann sich die Konzentration von Partikeln in der Atmosphäre ändern. Dies können Wolkenpartikel sein (im Fall von Kondensstreifen) und insbesondere Aerosolpartikel. Hier spielen Sulfate, organische Kohlenstoffpartikel, Ruß und Nitrate die Hauptrolle.

Aerosolpartikel wechselwirken mit Strahlung insbesondere durch Streuung der Solarstrahlung; eine Erhöhung der Aerosolkonzentration bewirkt durch die damit erhöhte Rückstreuung ins All einen negativen Strahlungsantrieb. Diese „Aerosol-Strahlungs-Wechselwirkung“ wird häufig auch als „direkter Aerosoleffekt“ bezeichnet (siehe auch Beitrag „Aerosole und Strahlung“). Einige Aerosole weisen eine niedrige Einfachstreueralbedo auf, absorbieren also auch effizient Solarstrahlung (zum Beispiel Ruß). Der hierdurch bewirkte positive Strahlungsantrieb wird allerdings im Mittel durch die vermehrte Streuung mehr als aufgehoben (BOUCHER et al. 2013). Aerosolpartikel dienen - in unterschiedlicher Qualität - auch als Wolkenkondensations- und Eiskeime. Eine Änderung der Aerosolkonzentration führt daher auch zu Änderungen der Konzentration von Wolkenpartikeln (Tröpfchenkonzentration in der Flüssig- und Eiskristallkonzentration in der Eisphase). Diese quasiinstantane Änderung des Streuquerschnitts, sofern andere Wolkeneigenschaften konstant bleiben, kann ebenfalls als Strahlungsantrieb aufgefasst werden und wird häufig als „erster indirekter Aerosoleffekt“ oder „Wolken-Albedo-Effekt“ beziehungsweise (für Flüssigwasserwolken) als „Twomey-Effekt“ bezeichnet. In der vom Weltklimarat (Intergovernmental Panel on Cli-

mate Change, IPCC; BOUCHER et al. 2013) eingeführten Nomenklatur wird dies als Strahlungsantrieb durch Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen bezeichnet.

## 3 Anpassungen der Atmosphäre an Treibhausgasänderungen

In erster Näherung beeinflusst die Atmosphäre über Wolkenbedeckungsgrad, Wolkeneigenschaften und die Vertikalprofile von Wasserdampf und Temperatur die Strahlungsbilanz des Erdsystems. Schon in den frühen Arbeiten zum Strahlungsantrieb durch geänderte atmosphärische Kohlendioxidkonzentrationen war bekannt, dass sich etwa die Temperaturprofile in der Stratosphäre auf kurzen Zeitskalen (wenige Monate) an ein neues Strahlungsgleichgewichtsprofil anpassen (HANSEN et al. 1997). Seit einigen Jahren wird nunmehr auch der Tatsache Rechnung getragen, dass sich auch in der Troposphäre die Profile von Temperatur und Feuchte auf kurzen Zeitskalen (Stunden bis Monate) nach Einsetzen eines Strahlungsantriebs anpassen (GREGORY et al. 2008, SHERWOOD et al. 2015). Bei einer Erhöhung der Kohlendioxidkonzentration etwa erwärmt sich die Troposphäre, aber es erwärmen sich auch die Landoberflächen. Darauf reagieren die Profile spezifischer Feuchte und damit auch die Wolken. Diese „Anpassungen“ an den Strahlungsantrieb bewirken weitere Änderungen der Energiebilanz am Oberrand der Atmosphäre. Etwa ein Drittel der gesamten Reaktion von Wolken auf eine  $\text{CO}_2$ -Verdopplung (dargestellt als ihr Einfluss auf die Strahlungsbilanz) lässt sich auf diese schnellen Anpassungen zurückführen (VIAL et al. 2013).

## 4 Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen

Schnelle Anpassungen sind besonders relevant bezüglich Änderungen der Aerosolkonzentration. Einige Aerosole absorbieren stark Solarstrahlung; entsprechend hohe Erwärmungsraten können den Wolkenbedeckungsgrad ändern. Diese Anpassung von Wolken an Aerosol-Strahlungs-Wechselwirkungen wird manchmal als „semidirekter“ Aerosoleffekt bezeichnet (siehe Beitrag „Semidirekter Effekt absorbierender Aerosole“); in der IPCC-Nomenklatur wird sie als Anpassung von Wolken an Aerosol-Strahlungs-Wechselwirkungen aufgefasst.

Auch aerosolbedingte Änderungen der Wolkenpartikelkonzentrationen ändern eine Vielzahl von mikrophysikalischen und dynamischen Prozessen. So sind etwa Niederschlagsbildungsraten, Verdunstungsraten, aber auch Gefrierprozesse abhängig von Partikelkonzentrationen und Partikelgrößen. Der Einfluss auf die Niederschlagsbildungsraten von Flüssigwasserwolken wurde früher vereinfachend auf einen „Wolken-Lebensdauer-Effekt“ reduziert und als „zweiter indirekter Aerosoleffekt“ bezeichnet. Auch einzelne Prozesse, die auf Änderungen der Parti-

<sup>2</sup> In der hier gewählten Vorzeichenkonvention sind Flüsse in das Erdsystem (nach unten) positiv, solche aus dem Erdsystem heraus negativ.

kelanzahlkonzentrationen reagieren, wurden herausgegriffen und darauf basierende Hypothesen mit Bezeichnungen versehen. So wurde eine Reduktion der Eiskristallkonzentration durch Erhöhung der Eiskeimkonzentration und das hierdurch reduzierte homogene Gefrieren (welches sehr viele Eiskristalle produziert) auch als „negativer indirekter Aerosoleffekt“ bezeichnet. Die Hypothese, dass zusätzliche Eiskeime zu einer Eisbildung bei geringeren Temperaturen beitragen, heißt „Vereisungseffekt“. Die Annahme, dass kleinere Tröpfchen länger zum Gefrieren brauchen, dadurch die Masse unterkühlten Wassers im Aufsteigen in konvektiven Wolken zunimmt, so dass schließlich beim Gefrieren mehr latente Wärme freigesetzt wird, wurde als „thermodynamischer Effekt“ oder „Konvektionsverstärkung“ bezeichnet. Dies sind nur einige der vielen Hypothesen bezüglich der Reaktion von Wolkenregimen auf Störungen der Aerosolkonzentration.

Über das Konzept der Anpassungen können alle Effekte, die über die Wolkenalbedoänderung durch Änderung der Partikelkonzentrationen hinausgehen, zusammengefasst werden. Man kann dabei zwischen der Reaktion der thermodynamischen Profile und damit einhergehenden Wolkenänderungen („thermodynamische Anpassungen“) und Änderungen der mikrophysikalischen und dynamischen Wolkenprozesse („mikrophysikalische Anpassungen“) unterscheiden (HEYN et al. 2017).

## 5 Effektiver Strahlungsantrieb

Durch die Schnelligkeit der diskutierten Wolkenanpassungen an Treibhausgas- und Aerosoländerungen kann man die Summe des eigentlichen Strahlungsantriebs und der Anpassungseffekte auf die geänderte Strahlungsbilanz des Erdsystems am Oberrand der Atmosphäre als effektiven Strahlungsantrieb zusammenfassen (in der älteren Literatur zu Aerosoleffekten auch als „Quasistrahlungsantrieb“ oder „Strahlungsflussstörung“ bezeichnet; beziehungsweise bei HANSEN et al. 1997 zu Treibhausgasen als „Reaktion ohne Rückkopplungen“ - „no feedback response“).

In der Praxis gibt es zwei Möglichkeiten, mit Hilfe von Klimamodellen den effektiven Strahlungsantrieb zu bestimmen:

- Ein Paar von Simulationen kann durchgeführt werden, in denen die Ozeanoberflächentemperaturen als Randbedingung festgehalten werden, um die auf längeren Zeitskalen wirkenden Rückkopplungen mit dem Ozean auszublenden (die global gemittelte Temperatur bleibt annähernd konstant). Lediglich der konkrete Stoff oder Mechanismus, dessen Strahlungsantrieb untersucht werden soll, wird in einer der beiden Simulationen geändert. Der effektive Strahlungsantrieb lässt sich dann als Differenz beider Simulationen in der Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre diagnostizieren, wobei über einen ausreichend langen Integrationszeitraum gemittelt werden muss, um die natürliche Varia-

bilität in den Schwankungen der Strahlungsbilanz herauszumitteln (HANSEN et al. 1997).

- Eine Simulation mit einem gekoppelten Modell (das heißt mit einem interaktiven Ozean) wird durchgeführt, beginnend mit einer ungestörten Simulation, die sich im globalen Strahlungsgleichgewicht befindet, in die dann der Strahlungsantrieb durch den zu untersuchenden Stoff oder Mechanismus eingebracht wird (GREGORY et al. 2004). Mit fortschreitender Integrationsdauer verringert sich das zunächst entstandene Strahlungsungleichgewicht am Oberrand der Atmosphäre. Gleichzeitig ändert sich die global gemittelte (bodennahe) Temperatur,  $\Delta T$ . Der effektive Strahlungsantrieb lässt sich mit Hilfe einer linearen Regression zwischen Temperaturänderung auf der x-Achse und Strahlungsbilanz auf der y-Achse (siehe auch unten, Abschnitt 6) als Achsenabschnitt bei  $\Delta T=0$  diagnostizieren.

## 6 Rückkopplungen

Die erläuterten schnellen Anpassungen beziehen sich auf Zeitskalen, auf denen sich die Atmosphäre sowie die Oberflächenenergiebilanz und damit die Temperatur über Land ändern. Der Ozean benötigt dagegen Jahrtausende bis sich zum Beispiel die Ozeanoberflächentemperaturen, an ein neues Gleichgewicht anpassen. Zahlreiche Klimaprozesse reagieren aber auf Änderungen der Oberflächentemperatur und haben auch ihrerseits Einfluss auf die Energiebilanz des Erdsystems. Insofern kann es sogenannte „Rückkopplungen“ (Feedbacks) geben. Fünf solche Prozesse werden in der Regel unterschieden:

1. Wenn sich die Oberflächentemperatur  $T_s$  ändert, dann ändert sich die emittierte Wärmestrahlung ( $\sim T_s^4$ ). Dieses sogenannte „Planck Feedback“ bewirkt die Stabilisierung des Erdsystems: Ein positiver Strahlungsantrieb bewirkt eine Erwärmung  $\Delta T_s$ , die wiederum zu stark erhöhter terrestrischer Ausstrahlung führt, ( $\alpha T_s^3 \Delta T$ ) bis ein neues Gleichgewicht erreicht ist. Diese Rückkopplung ist umso größer, je stärker die Temperaturänderung, und je wärmer das Ausgangsklima ist.
2. Die Temperaturänderung muss sich nicht gleichmäßig auf die gesamte Troposphäre verteilen. So kann sich die Temperatur in der oberen Troposphäre stärker beziehungsweise weniger stark im Vergleich zur bodennahen Temperatur ändern, was den Treibhaus-effekt verstärkt beziehungsweise abschwächt (Temperaturprofil- oder „Lapse rate“-Feedback). Das gesamte Temperaturfeedback besteht also aus zwei Komponenten: Einer vertikal homogenen, anzunehmenden Änderung des Temperaturprofils im Umfang der bodennahen Temperatur (Planck-Feedback) und einer davon abweichenden Profiländerung. Der feuchtadiabatische Temperaturgradient wird bei einer Temperaturerhöhung steiler (das heißt weniger nega-

tiv, schwächere Temperaturabnahme bei feuchtadiabatischem Aufstieg in einem wärmeren Klima). Da in den Tropen das tatsächliche Temperaturprofil vom feuchtadiabatischen Temperaturprofil bestimmt wird, ist das Lapse-rate-Feedback bei einer CO<sub>2</sub>-Erhöhung in den Tropen negativ - ein geringerer Temperaturgradient bedeutet einen reduzierten Treibhauseffekt (vor allem des Wasserdampfs). In hohen Breiten dagegen findet wenig Konvektion statt, das Temperaturprofil stellt sich daher zunehmend als ein Gleichgewicht von Strahlung und Advektion ein. Die Erwärmung durch Treibhausgase konzentriert sich am Boden, mit geringerer Erwärmung in der freien Troposphäre. Die daher im wärmeren Klima stärkere Temperaturabnahme mit der Höhe bewirkt eine positive Rückkopplung.

3. Der Clausius-Clapeyron-Gleichung zufolge geht mit einer Änderung der Temperatur eine exponentielle Änderung der sättigungsspezifischen Feuchte einher. Unter der Annahme, dass auf größeren Skalen die relative Feuchte in einem sich wandelnden Klima nur unwesentlich variiert, ändert sich entsprechend die spezifische Feuchte. Da Wasserdampf terrestrische Strahlung effektiv absorbiert und emittiert, reduziert sich die terrestrische Ausstrahlung am Oberrand und erhöht sich die Gegenstrahlung am Unterrand (Zunahme des Treibhauseffekts). Diesen Mechanismus bezeichnet man als Wasserdampf-Feedback. Diese positive Rückkopplung bewirkt, dass die Klimasensitivität, also die Temperaturänderung im neuen Gleichgewicht unter Einwirkung eines Strahlungsantriebs, wesentlich größer ist als aufgrund der reinen Balance aus Strahlungsantrieb und Planck-Feedback anzunehmen wäre.
4. Meereis und persistente Schneebedeckungen bilden sich bei Oberflächentemperaturen unter 0°C. In einem sich ändernden Klima verschiebt sich die geographische Breite der 0°C-Isotherme und damit auch die mittlere Bedeckung mit Meereis und Schnee. Daraus resultiert das „Bodenalbedo-Feedback“, eine positive Rückkopplung, das regional begrenzt in schnee- und eisbedeckten Gebieten auftritt, in denen die Temperatur nicht regelmäßig unter beziehungsweise über 0°C liegt, aber globale Auswirkungen hat durch Änderung des meridionalen Temperaturgradienten.
5. Die Annahme, dass die relative Feuchte konstant ist, gilt nur näherungsweise. In einem sich ändernden Klima variieren auch Zirkulationsmuster und thermodynamische Stabilitäten, wodurch sich Wolkenverteilungen und -eigenschaften ändern. Dieses „Wolken-Feedback“ unterscheidet sich stark nach Region und Wolkentyp. Etablierte Hypothesen (GETTELMAN und SHERWOOD 2016) sind etwa:
  - i. Die Vertikalverschiebung tropischer Ambosszirren: Die Temperatur, bei der sich durch hochreichende Konvektion Ambosszirren bilden, bleibt in einem sich wandelnden Klima gleich („fixed anvil temperature“): Da die spezifische Feuchte

eine exponentielle Funktion der Temperatur ist, nimmt bei etwa 200 K die Effizienz der langwelligen Strahlungsabkühlung durch Wasserdampf in wolkenfreien Regionen drastisch ab. Weil in dieser Isothermenhöhe also nach dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik auch die Subsidenz abnimmt, muss aufgrund der Kontinuitätsgleichung in dieser Höhe die Ausgleichsströmung zwischen Konvektions- und Subsidenzregionen stattfinden; dadurch bilden sich die Ambosszirren. Wenn sich die Temperatur der Wolkenobergrenze nicht ändert, obwohl die Temperatur der Erdoberfläche zunimmt, reduziert sich der Treibhauseffekt der Wolken (eine negative Rückkopplung).

- ii. Die Meridionalverschiebung der Tiefdruckgebetszonen („storm tracks“) aufgrund der Expansion der Hadleyzirkulation: Damit verbunden ist eine Verschiebung der Bewölkung zu höheren Breiten, wo sie wegen der geringeren Sonnenzenitwinkel einen geringeren Strahlungseffekt hat (eine positive Rückkopplung).
- iii. Die Phasenänderung von Wolken in polaren Regionen: In einem wärmeren Klima bestehen Wolken vermehrt aus Flüssigwasser statt Eis. Flüssige Wolken bestehen bei gleichem Wassergehalt aus kleineren und daher wesentlich mehr Partikeln, haben also eine wesentlich höhere Albedo (eine negative Rückkopplung).

Bezüglich der Reaktion der subtropischen marinen Grenzschichtwolken, die von besonderer Bedeutung für die Stärke des Wolken-Feedbacks sind, besteht noch kein Konsens. Es gibt jedoch Hinweise auf eine deutliche Reduktion des Bedeckungsgrads, also eine stark positive Rückkopplung. Insgesamt weisen die Wolken-Feedbacks nach wie vor die größte Unsicherheit bezüglich des Gesamt-Feedbacks auf.

Neben diesen Rückkopplungen, die auch „physikalische Feedbacks“ genannt werden, gibt es weitere bekannte Rückkopplungen im Erdsystem. So ändern sich in einem sich wandelnden Klima verschiedene Aspekte des Kohlenstoffkreislaufs, wodurch sich die atmosphärische CO<sub>2</sub>-Konzentration und damit der Treibhauseffekt anpasst. Beispielsweise kann ein sich erwärmender Ozean weniger CO<sub>2</sub> speichern, so dass ein größerer Anteil in der Atmosphäre verbleibt. Eine andere biogeochemische Rückkopplung ist das mögliche Auftauen von Permafrostböden in einem sich erwärmenden Klima, womit eine Emission von Methan aus den Sümpfen einhergeht. Ebenso ist es denkbar, dass Aerosolkonzentrationen etwa von ozeanischer oder terrestrischer Biosphäre sich temperaturabhängig ändern, was wegen des effektiven Strahlungsantriebs der Aerosole eine Rückkopplung darstellt.

## 7 Zusammenhang von Antrieb und Rückkopplungen

In linearisierter Form lassen sich für kleine effektive Strahlungsantriebe  $\Delta F_e$  das Ungleichgewicht der Nettostrah-

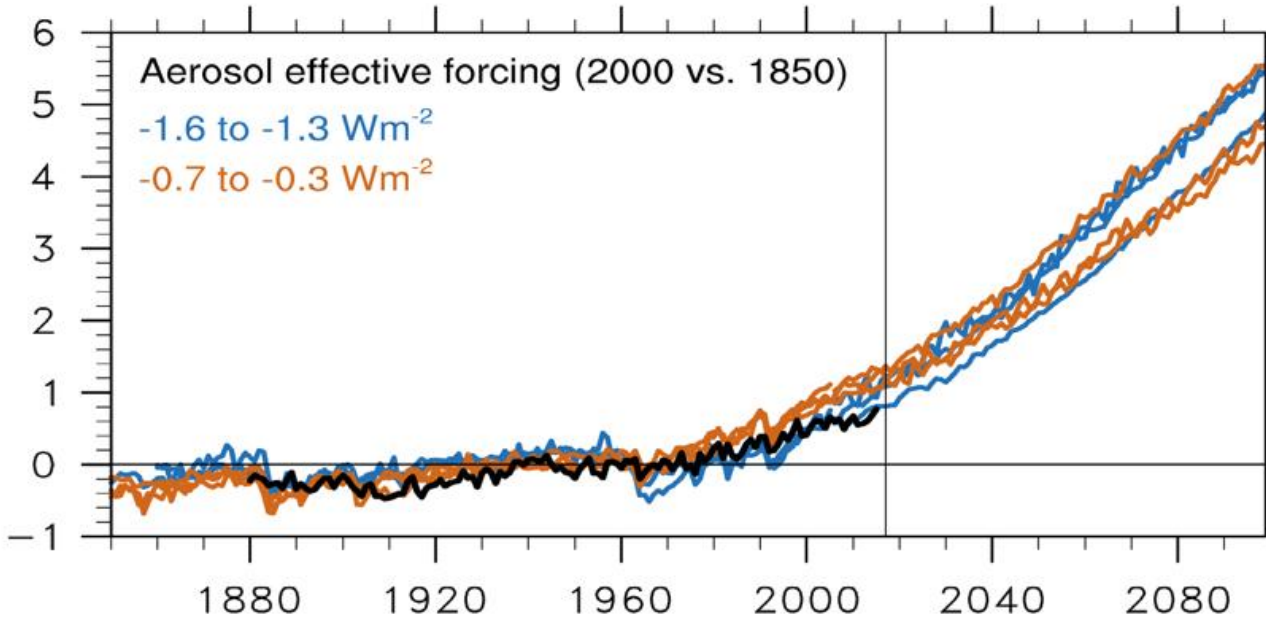


Abb. 5-1: Global und jährlich gemittelte oberflächennahe Temperatur als Abweichung vom Mittel bis 2005 aus Beobachtungen (Datensatz des NASA-Goddard Institute for Space Studies; schwarz) und von gekoppelten Klimamodellen des 5th Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5), angetrieben durch die Schätzungen für die „historische“ Periode bis 2005, und durch das Szenario „Representative Concentration Pathway 8.5“ (RCP8.5) mit maximalem Strahlungsantrieb von  $8,5 \text{ Wm}^{-2}$  für den Zeitraum 2006-2100. Unter den neun Modellen, für die die Diagnostiken verfügbar sind, um den effektiven Strahlungsantrieb durch Aerosol für das Jahr 2000 relativ zu 1850 diagnostizieren zu können, wurden die drei mit dem am stärksten negativen effektiven Strahlungsantrieb (Werte zwischen  $-1,6$  und  $-1,3 \text{ Wm}^{-2}$ ) und den dreien mit dem schwächsten effektiven Strahlungsantrieb (Werte zwischen  $-0,7$  und  $-0,3 \text{ Wm}^{-2}$ ) blau beziehungsweise orange dargestellt.

lungsflussdichte am Oberrand der Atmosphäre  $F_e'$ , die transiente Temperaturänderung  $\Delta T$  und ein Feedbackparameter  $\lambda$  in Beziehung setzen. Der effektive Strahlungsantrieb wird als zeitlich konstant angenommen, und der Feedbackparameter als immanente, konstante Kenngröße des Klimasystems aufgefasst:

$$F_e'(t) = \Delta F_e + \lambda \Delta T(t) \quad (1)$$

Auf kurzen Zeitskalen ( $t \approx 0$ ) hat im Mittel noch keine Temperaturänderung stattgefunden ( $\Delta T(0) = 0$ ) und der Ozean keine Wärme aufgenommen. Dann lässt sich der effektive Strahlungsantrieb aus dem Ungleichgewicht der Nettostrahlungsflussdichte diagnostizieren ( $F_e = F_e(0)$ ).

Im neuen Gleichgewicht ist das Strahlungsungleichgewicht  $F_e'(t \rightarrow \infty) = 0$  und die Temperaturänderung hat ihr Maximum erreicht:

$$\Delta F_e = -\lambda \Delta T(t) \quad (2)$$

Für den konkreten Strahlungsantrieb durch eine Verdoppelung der atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Konzentration wird die Temperaturänderung  $\Delta T$ , die sich nach Erreichen eines neuen Gleichgewichts einstellt, auch als Klimasensitivität bezeichnet. Wie man an der obigen Gleichung sieht, muss der Feedbackparameter negativ sein, damit das Klimasystem ein neues Gleichgewicht erreichen kann. Die Dominanz des Planck-Feedbacks im Vergleich mit der Summe aller anderen Rückkopplungen (siehe Abschnitt 6) gewährleistet dies.

Die Feedback-Gleichung definiert den Zusammenhang zwischen effektivem Strahlungsantrieb und Klimasensiti-

vität. Die Zeitskala, auf der das neue Gleichgewicht erreicht wird, ist die Ozeanzeitskala (Jahrtausende). Die transiente Temperaturänderung auf kürzeren Zeitskalen (Jahrzehnte) wird auch als „transiente Klimasensitivität“ bezeichnet und ist im Allgemeinen kleiner als die Gleichgewichts-Klimasensitivität. (Die Zeitskala der in Abschnitten 3 und 4 diskutierten schnellen Anpassungen ist bis zu einige Monate).

Die Wärmekapazitäten der Atmosphäre und der mit der Atmosphäre wechselwirkenden oberen Bodenschicht der Landoberflächen sind im Vergleich zum Ozean klein sind. Daher bewirkt das Strahlungsungleichgewicht am Oberrand der Atmosphäre in einer Wärmeaufnahme durch den Ozean,  $\Delta H$ , also in der zeitlichen Änderung des Wärmegehalts des Ozeans  $H$ :  $F_e'(t) = \dot{H}(t)$ . Diese kann man wiederum als proportional zur Änderung der Ozean-Oberflächentemperatur ansetzen, indem man einen Koeffizienten der Ozeanwärmeaufnahme,  $\kappa$ , definiert (SCHWARTZ 2012),  $F_e'(t) = \kappa \Delta T(t)$ . In Verbindung mit der Gleichung für die transiente Klimasensitivität lässt sich eine Beziehung zwischen transienter Temperaturänderung und effektivem Strahlungsantrieb herstellen:

$$\Delta F_e = -(\lambda + \kappa) \Delta T(t) \quad (3)$$

Seit Beginn der Industrialisierung ist eine Erwärmung um bereits  $1,0^\circ\text{C}$  beobachtet worden. Soweit man  $\kappa$  aus Beobachtungen herleiten kann, lässt sich also anhand der Gleichung für die transiente Klimasensitivität aus der beobachteten Erwärmung der (gesamte) effektive Strahlungsantrieb ableiten, wenn man den Feedbackparameter  $\lambda$  als bekannt voraussetzt, oder umgekehrt der Feedbackparameter, wenn man den Strahlungsantrieb als bekannt

voraussetzt. Da der Strahlungsantrieb durch anthropogene Treibhausgase relativ gut quantifiziert werden kann, besteht die wesentliche Unsicherheit in  $\Delta F_e$  durch den effektiven Strahlungsantrieb des anthropogenen Aerosols (siehe Abschnitt 4). Ein stark negativer effektiver Strahlungsantrieb durch Aerosole bedeutet in der Summe mit dem Strahlungsantrieb durch die anthropogenen Treibhausgase. Der Strahlungsantrieb durch die anthropogenen Treibhausgase betrug im Jahr 2011 etwa  $3,0 \text{ W m}^{-2}$ . Der effektive Strahlungsantrieb durch Aerosole ist sehr unsicher. Es gibt Schätzungen, die bis zu etwa  $-1,8 \text{ W m}^{-2}$  für möglich halten. Damit läge der Netto-Strahlungsantrieb bei nur  $+1,2 \text{ W m}^{-2}$ . Die Gleichung für die transiente Klimasensitivität impliziert dann eine hohe Klimasensitivität: Da die Temperaturänderung gegenüber der vorindustriellen Referenz,  $\Delta T$ , als  $1,0 \text{ K}$  beobachtet wurde, folgt aus einem kleinem Wert für  $\Delta F_e$  ein großer Wert für  $\lambda$ . Allerdings sind sowohl  $\Delta F_e$  als auch  $\lambda$  mit großen Unsicherheiten behaftet. So sind Unterschiede in den Rückkopplungen als Reaktion auf verschiedene Antriebe und verschiedene geographische Verteilungen der Erwärmung zu beachten. Betrachtet man die Simulationen mit verschiedenen Klimamodellen, dann findet man, dass Modelle, die die Erwärmung im 20. Jahrhundert mit relativ schwach negativem effektiven Strahlungsantrieb durch Aerosol reproduzieren, für die Zukunft eine eher geringere Erwärmung projizieren als solche, die einen relativ stark negativen effektiven Strahlungsantrieb durch Aerosol simulieren (Abbildung 5-1).

### 8 2-Grad-Ziel, „Climate Engineering“ und seine Unsicherheiten

Die 21. Vertragsstaatenkonferenz der Rahmenkonvention der Vereinten Nationen zum Klimawandel hat beschlossen, die Klimaerwärmung gegenüber vorindustriellem Niveau auf maximal  $+2^\circ\text{C}$  zu beschränken. Dies ist ein ehrgeiziges Ziel.

Der Weltklimarat gibt aufgrund der Unsicherheiten in den Rückkopplungen ein 66 %-Konfidenzintervall für die Klimasensitivität,  $\Delta T_{2,\text{CO}_2}$ , von  $1,5$  bis  $4,5^\circ\text{C}$  an. Der Strahlungsantrieb durch  $\text{CO}_2$ ,  $\Delta F_{\text{CO}_2}$ , lässt sich als logarithmisch in der relativen Änderung der  $\text{CO}_2$ -Konzentration,  $[\text{CO}_2]$  gegenüber der vorindustriellen  $\text{CO}_2$ -Konzentration,  $[\text{CO}_{2,\text{pi}}]$  beschreiben (MYHRE et al. 1998):

$$\Delta F_{\text{CO}_2} = \alpha \ln\left(\frac{[\text{CO}_2]}{[\text{CO}_{2,\text{pi}}]}\right) = \alpha \ln r_{\text{CO}_2}, \quad (4)$$

wobei  $\alpha \approx 5,3 \text{ W m}^{-2}$  (MYHRE et al. 1998) ein empirischer Proportionalitätsfaktor ist und  $r_{\text{CO}_2}$  das Verhältnis von  $[\text{CO}_2]$  und  $[\text{CO}_{2,\text{pi}}]$ .

In der Gleichung für die Klimasensitivität wird allgemein  $\lambda$  als unabhängig vom Strahlungsantrieb angenommen. Für die Verdopplung von  $\text{CO}_2$  gegenüber vorindustriell ( $r_{\text{CO}_2} = 2$ ) ist mit dem angegebenen  $\alpha$  der Strahlungsantrieb  $\Delta F_{\text{CO}_2} = 3,7 \text{ W m}^{-2}$ . Man kann also aus dem Unsi-

cherheitsbereich von  $\Delta T_{2,\text{CO}_2} \in [1,5^\circ\text{C}, 4,5^\circ\text{C}]$  auf einen Unsicherheitsbereich von  $\lambda \in [-2,4 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}, -0,8 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}]$  schließen. Möchte man eine maximale Erwärmung von  $\Delta T = 2^\circ\text{C}$  festlegen, dann würde der niedrige Wert von  $\lambda$  einen Strahlungsantrieb von  $\Delta F_{\text{CO}_2} = 1,6 \text{ W m}^{-2}$  zulassen, der hohe Wert, von  $\Delta F_{\text{CO}_2} = 4,8 \text{ W m}^{-2}$ . Da  $r_{\text{CO}_2} = \exp(\Delta F_{\text{CO}_2}/\alpha)$ , bedeutet das, dass die zulässige Erhöhung von  $\text{CO}_2$  gegenüber dem vorindustriellen Niveau Werte zwischen einem Faktor 1,4 (hohe Klimasensitivität) und 2,5 (geringe Klimasensitivität) umfasst. Aktuell ist bereits eine Zunahme von 280 ppm in vorindustrieller Zeit auf 400 ppm im Jahr 2016, also um einen Faktor 1,4 erreicht. Bei hoher Klimasensitivität wird also bereits ohne weitere  $\text{CO}_2$ -Emissionen eine Zunahme um  $2^\circ\text{C}$  erreicht. Einen Beitrag dazu liefert auch die voraussichtliche zukünftige Abnahme der Aerosolkonzentrationen aufgrund strengerer Luftqualitätsgesetzgebung durch die Reduktion des negativen Strahlungsantriebs. Bei hoher Klimasensitivität ist sogar ein technischer Eingriff in das Klimasystem nötig, will man die Erwärmung auf  $2^\circ$  begrenzen. Solche Eingriffe werden als „Climate Engineering“ bezeichnet. Dabei werden zwei Methoden unterschieden:

- **Carbon Dioxide Removal:**  
Es wird darüber nachgedacht, technisch  $\text{CO}_2$  aus der Atmosphäre zu entfernen und dauerhaft zu speichern (ROYAL SOCIETY 2009). Dies ist aus meteorologischer Sicht mit vergleichsweise geringen Unsicherheiten behaftet, sofern die Speicherung dauerhaft und sicher funktioniert.
- **Radiation Management:**  
Techniken werden vorgeschlagen, wie die Strahlungsbilanz des Erdsystems geändert werden könnte (ROYAL SOCIETY 2009). Es gibt Vorschläge die Strahlungsflüsse im terrestrischen Spektralbereich durch eine Reduktion der Zirkusbewölkung (durch geeignete Impfung) zu erhöhen. Die meisten Ansätze zielen jedoch auf den solaren Spektralbereich („Solar Radiation Management“, SRM). Sehr kühn anmutend sind Vorschläge wie das Installieren von Spiegeln im Weltall. Die meistdiskutierten Techniken ranken sich jedoch um das Einbringen von Aerosolen in die Stratosphäre, in etwa analog zu einem Vulkanausbruch, sowie um das Impfen von Grenzschichtwolken zur Verstärkung ihres negativen Strahlungsantriebs durch Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen.

Climate Engineering ist mit hohen Unsicherheiten verbunden. Zum einen gibt es - wie in den vorangegangenen Abschnitten erläutert - nach wie vor sehr große Unsicherheiten bezüglich der Reaktion des Klimasystems auf externe Antriebe. Insbesondere sind die Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen und der daraus resultierende Strahlungsantrieb unzureichend verstanden. Noch unzuverlässiger sind Vorhersagen über die Reaktion des Klimasystems, etwa der Niederschlagsverteilung, auf solche Strahlungsantriebe.

SRM könnte nur teilweise eine Erwärmung aufgrund des Treibhauseffekts kompensieren, da es nur am Tag und

mehr in den niederen Breiten beziehungsweise im Sommer wirkt. So würde etwa der Anstieg der Wintertemperaturen in der Arktis kaum gebremst. Zahlreiche weitere negative Auswirkungen des Klimawandels wie die Zunahme des Säuregehalts der Ozeane würden ebenfalls nicht gemildert.

Weitere Argumente sprechen gegen Climate Engineering: Bei kontinuierlich steigenden CO<sub>2</sub>-Konzentrationen müsste die Intensität des Climate Engineering ebenfalls kontinuierlich gesteigert werden. Würde - aus welchen Gründen auch immer - Climate Engineering gestoppt, dann würde das Klimasystem eine sehr hohe Erwärmungsrate erfahren. Selbst gegen die Forschung zum Climate Engineering werden Argumente vorgebracht. So wird argumentiert, dass eine Technik, die auch nur grundsätzlich verfügbar wäre, mit hoher Wahrscheinlichkeit auch eingesetzt würde („slippery slope“). Auch vermutet man, dass Gesellschaften, die um auch nur die potentielle Möglichkeit einer Alternative wüssten, ihre Bemühungen um eine Reduktion der CO<sub>2</sub>-Emissionen reduzieren würden („moral hazard“). Beide Argumente sprechen gegen Climate Engineering-Forschung (QUAAS et al. 2017). Die wissenschaftliche Gemeinschaft hat ihre kritische Einstellung zu einem „Radiation Management“ in diversen Stellungnahmen dargestellt, wie zum Beispiel die der International Radiation Commission<sup>3</sup>.

## Literatur

- BOUCHER, O., RANDALL, D., ARTAXO, P., BRETHERTON, C., FEINGOLD, G., FORSTER, P., KERMINEN, V.-M., KONDO, Y., LIAO, H., LOHMANN, U., RASCH, P., SATHEESH, S., SHERWOOD, S., STEVENS, B., ZHANG, X., 2013: Clouds and aerosols, in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, STOCKER, T., QIN, D., PLATTNER, G.-K., TIGNOR, M., ALLEN, S., BOSCHUNG, J., NAUELS, A., XIA, Y., BEX, V., UND MIDGLEY, P., (eds.). *Cambridge University Press, Cambridge, New York*, 571–658
- GETTELMAN, A., SHERWOOD, S.C., 2016: Processes responsible for cloud feedback. *Curr. Clim. Change Rep.* **2**, 179–189, doi:10.1007/s40641-016-0052-8.
- GREGORY, J. M., INGRAM, W.J., PALMER, M.A., JONES, G.S., STOTT, P.A., THORPE, R.P., LOWE, J.A., JOHNS, T.C., WILLIAMS, K.D., 2004: A new method for diagnosing radiative forcing and climate sensitivity. *Geophys. Res. Lett.* **31**, L03, 205, doi:10.1029/2003GL018747.
- HANSEN, J., SATO, M., RUEDY, R., 1997: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.* **102**, 6831–6864.
- HEYN, I., BLOCK, K., MÜLMENSTÄDT, J., GRYSPEERDT, E., KÜHNE, P., SALZMANN, M., QUAAS, J., 2017: Assessment of simulated aerosol effective radiative forcings in the terrestrial spectrum. *Geophys. Res. Lett.* **44**, 1001–1007, doi: 10.1002/2016GL071975.
- MYHRE, G., HIGHWOOD, E.J., SHINE, K.P., STORDAL, F., 1998: New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 2715–2718, doi:10.1029/98GL01908.
- QUAAS, M. F., QUAAS, J., RICKELS, W., BOUCHER, O., 2017: Are there good reasons against research into solar radiation management ? - A model of intergenerational decision-making under uncertainty. *J. Environ. Econ. Manage.* **84**, 1–17, doi:10.1016/j.jeem.2017.02.002.
- ROYAL SOCIETY, 2009: *Geoengineering the Climate – Science, Governance and Uncertainty*. Vol. 10/09 of RS Policy document.
- SCHWARTZ, S.E., 2012: Determination of Earths transient and equilibrium climate sensitivities from observations over the twentieth century: strong dependence on assumed forcing. *Surv. Geophys.* **33**, 745–777, doi:10.1007/s10712-012-9180-4.
- SHERWOOD, S., BONY, S., BOUCHER, O., BRETHERTON, C., FORSTER, P., GREGORY, J., STEVENS, B., 2015: Adjustments in the forcing-feedback framework for understanding climate change. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **96**, 217228, doi: 10.1175/BAMS-D-13-00167.1.
- VIAL, J., DUFRESNE, J.-L., BONY, S., 2013: On the interpretation of inter-model spread in CMIP5 climate sensitivity estimates. *Clim. Dyn.* **41**, 3339–3362, doi:10.1007/s00382-013-1725-9.
- PROF. DR. JOHANNES QUAAS  
Universität Leipzig  
Institut für Meteorologie  
Stephanstr. 3  
04103 Leipzig  
johannes.quaas@uni-leipzig.de

<sup>3</sup> [http://www.irc-iamas.org/files/IRC\\_Statement\\_Climate\\_Engineering.pdf](http://www.irc-iamas.org/files/IRC_Statement_Climate_Engineering.pdf)

M. WILD

# 6

## Der Strahlungshaushalt an der Erdoberfläche und dessen Veränderungen im globalen Klimawandel

### Surface Radiation Budget and its variation under climate change

#### Zusammenfassung

In diesem Artikel wird die Bedeutung des Strahlungshaushalts an der Erdoberfläche als ein zentrales Element zum Verständnis des Klimasystems und des Klimawandels hervorgehoben. Der globale Strahlungshaushalt an der Erdoberfläche ist weit weniger gut bekannt als am Atmosphärenoberrand, da er nicht direkt von Satelliten aus gemessen werden kann. Die vermehrte Verfügbarkeit von hochpräzisen Strahlungsmessstationen an der Erdoberfläche zusammen mit neuen Modellabschätzungen tragen aber dazu bei, die vorhandenen Unsicherheiten zu reduzieren. Die langen Messreihen der Strahlungsmessungen an den Bodenstationen erlauben zudem einen Einblick in die zeitlichen Veränderungen des Strahlungshaushalts. Dabei zeichnen sich nicht nur die erwartete Zunahme der atmosphärischen Gegenstrahlung mit zunehmendem Treibhauseffekt ab, sondern auch substantielle dekadische Schwankungen in der solaren Einstrahlung an der Erdoberfläche („dimming/brightening“). Diese Veränderungen haben einen maßgeblichen Einfluss auf den Verlauf des Klimawandels.

#### Summary

This article highlights the importance of the radiation budget at the Earth's surface for the understanding of the genesis and evolution of climate change. The radiation budget at the Earth's surface is less well established than at the Top of Atmosphere, since it cannot be directly measured from satellites. The increasing availability of high quality radiation observations at the Earth's surface together with recent modelling approaches, however, allow to better constrain the surface radiation budget. The long term radiation observations further allow an insight into the temporal variations of the surface radiation budget. Thereby not only an increase in the thermal radiation emitted from the atmosphere towards the Earth's surface as expected from the increasing greenhouse effect becomes evident, but also substantial decadal variations in the solar radiation reaching the Earth's surface, known as “dimming” and “brightening”. These changes have a major influence on the evolution of global climate and ecosystems.

#### 1 Einleitung

Der Strahlungshaushalt an der Erdoberfläche ist von zentraler Bedeutung für das Ökosystem Erde. Er steuert zahlreiche Prozesse im globalen Klimasystem und schafft die energetischen und biologischen Voraussetzungen für alles Leben auf unserem Planeten. Veränderungen in den Strahlungsflüssen<sup>1</sup> an der Erdoberfläche haben deshalb unmittelbare Auswirkungen auf verschiedenste Umweltaspekte, wie zum Beispiel auf die globale Erwärmung, die Intensität des Wasserkreislaufs und Verfügbarkeit von Wasser, Vorkommen, den Rückzug von Gletschern oder das Biosphärenwachstum und den Kohlenstoffkreislauf. Auf einer mehr anwendungsorientierten Ebene sind die Strahlungsflüsse an der Erdoberfläche und deren Veränderungen auch wichtige Planungsgrößen in der Landwirtschaft, in der

Wasserwirtschaft und im schnell wachsenden Bereich der Solarenergiegewinnung. Aufgrund all dieser Aspekte ist eine verbesserte Kenntnis des Strahlungshaushalts an der Erdoberfläche von dringender Notwendigkeit.

#### 2 Datengrundlagen

Aufzeichnungen von direkt gemessenen Strahlungsflüssen<sup>1</sup> an der Erdoberfläche reichen an vereinzelt Stationen zurück bis in die erste Hälfte des 20. Jahrhunderts, und beziehen sich vor allem auf die solare (kurzwellige) Einstrahlung<sup>1</sup> (auch Globalstrahlung genannt). Eine der längsten verfügbaren solaren Strahlungsmessreihen ist in Abbildung 6-1 dargestellt. Sie stammt von der Station Potsdam, die die solare Einstrahlung an der Erdoberfläche

<sup>1</sup> strahlungsbegrifflich eine Bestrahlungsstärke beziehungsweise Strahlungsflussdichte gemäß Kapitel „Strahlungsgrößen, -gesetze und -übertragung“

seit 1937 kontinuierlich misst. Eine verbesserte weltweite Abdeckung mit Strahlungsmessstationen wurde seit dem Internationalen Geophysikalischen Jahr (IGY) 1957/1958 erreicht. Viele dieser historischen Messreihen wurden im Globalen Energiebilanzarchiv (GEBA) (WILD et al. 2017) der ETH Zürich sowie im World Radiation Data Centre (WRDC) in St. Petersburg vereint. Der Fehler dieser Daten auf Jahresmittelbasis wurde in GILGEN et al. (1998) auf 2 % abgeschätzt. Die Qualität dieser historischen Messreihen ist allerdings uneinheitlich und nicht immer befriedigend. Rigorose Qualitätskontrollen und Homogenisierung gewisser Datenreihen sind deshalb unumgänglich, um unphysikalische Trends zu vermeiden (siehe zum Beispiel MANARA et al. 2016). In den späten 1980er-Jahren wurde deshalb die Notwendigkeit eines hochpräzisen Referenzstrahlungsmessnetzes mit gut charakterisierter Genauigkeit erkannt. Als Folge dessen wurden das Baseline Surface Radiation Network (BSRN), das Atmospheric Radiation Measurement Program (ARM) und das US-basierte Surface Radiation Network (SURFRAD) initiiert (OHMURA et al. 1998). Diese Messnetze erfassen die Strahlungsflüsse an der Erdoberfläche mit bestmöglicher Genauigkeit und umfassen zurzeit zirka 60 Stationen weltweit (siehe Kapitel „Das Baseline Surface Radiation Network“).

Seit den frühen 1980er-Jahren können Strahlungsflüsse auch mittels Satelliten vom Weltraum aus abgeschätzt werden. Diese erlauben eine globale Abdeckung der Strahlungsbeobachtungen, was alleine vom Boden aus nicht erreicht werden kann, da hier große Lücken in den Messnetzen, zum Beispiel über den Ozeanen oder in entlegenen Landgebieten, bestehen. Im Vergleich zu den Strahlungsflüssen an der Atmosphärenobergrenze können die Strahlungsflüsse an der Erdoberfläche vom Weltraum aus allerdings weniger gut abgeschätzt werden, da die von den Satellitensensoren empfangenen Signale von der dazwischenliegende Atmosphäre und der Erdoberfläche sowie deren Reflexionseigenschaften mitbeeinflusst werden. Die Strahlungsflüsse an der Erdoberfläche müssen deshalb mittels empirischer oder physikalischer Modelle aus den Satellitenmessungen abgeleitet werden und benötigen für die Berechnungen zudem weitere Annahmen, wie zum Beispiel bezüglich der Art und Eigenschaften der in der Atmosphäre vorhandenen Aerosole, was zu Unsicherheiten in den berechneten Flüssen führt. Zudem leidet die Qualität der Satellitendaten auch unter den verschiedenen Wechsellern der Satellitenplattformen, deren Sichtfeldern oder unter degradierenden Sensoren. Die Bodenstrahlungsflüsse aus Satellitenprodukten benötigen deshalb eine umfassende Validierung durch die oben erwähnten erdgebundenen Strahlungsmessnetze.

### 3 Der globale Strahlungshaushalt an der Erdoberfläche

Dank umfassender Satellitenprogramme wie CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy) und SORCE (Solar Radiation and Climate Experiment) kennen wir den Energieaustausch zwischen Sonne, Erde und dem Weltraum, also die Nettostrahlungsflüsse am Oberrand der At-

mosphäre, mit hoher Genauigkeit im Bereich von wenigen  $\text{W m}^{-2}$  (LOEB et al. 2009). Die Strahlungsflüsse an der Erdoberfläche weisen dagegen weit höhere Unsicherheiten auf, wie im obigen Abschnitt ausgeführt. Dies zeigt sich in den verschiedenen publizierten globalen Energiebilanzdiagrammen, die in den Energieflüssen am Oberrand der Atmosphäre gut übereinstimmen, aber große Diskrepanzen in den Bodenflüssen zeigen. Unterschiede von 10 – 20  $\text{W m}^{-2}$  in der global gemittelten solaren Einstrahlung an der Erdoberfläche und der terrestrischen (langwelligen/thermischen) atmosphärischen Gegenstrahlung sind dabei keine Seltenheit. Selbst die neuste Generation von globalen Klimamodellen, die für den fünften IPCC Assessment Report verwendet wurden (IPCC 2013), zeigen bereits im globalen Mittel Unterschiede von 20  $\text{W m}^{-2}$  sowohl in der solaren Einstrahlung an der Erdoberfläche als auch in der atmosphärischen Gegenstrahlung (WILD et al. 2013). Gemittelt über die globalen Landmassen erreichen die Unterschiede sogar bis zu 30 – 40  $\text{W m}^{-2}$  (WILD et al. 2015). Dies ist eine Folge der unterschiedlichen Repräsentation von Wolken, Aerosolen und Wasserdampf in den Modellen, wobei die Wolken den größten Einfluss haben.

Die zunehmende Anzahl von präzisen Strahlungsmessungen an der Erdoberfläche eröffnet neue Möglichkeiten, die Bodenstrahlungsflüsse aus den Satellitenprodukten und den Modellsimulationen besser einzugrenzen. Vergleiche mit diesen Referenzbodenmessungen haben ergeben, dass Modelle und Satellitenprodukte die solare Einstrahlung an der Erdoberfläche oft deutlich überschätzen, während sie die atmosphärische Gegenstrahlung oftmals unterschätzen (SANCHEZ-LORENZO et al. 2013a; WILD 2008 und darin enthaltene Referenzen; WILD et al. 2015). Neueste unabhängige Abschätzungen des globalen Bodenstrahlungshaushalts basierend auf Satellitenprodukten einerseits und bias-korrigierten Modellflüssen andererseits erreichen jedoch eine hohe Übereinstimmung und konvergieren zu einer global gemittelten solaren Einstrahlung an der Erdoberfläche um die 185  $\text{W m}^{-2}$  und einer atmosphärischen Gegenstrahlung von etwas über 340  $\text{W m}^{-2}$  (L'ECUYER et al. 2015, WILD et al. 2015, siehe auch Abbildung 6-1). Unter der Annahme einer mittleren Bodenbedo von 13,5 % ergibt sich damit eine solare Absorption von 160  $\text{W m}^{-2}$  am Erdboden und 80  $\text{W m}^{-2}$  in der Atmosphäre (Abbildung 6-1). Das bedeutet, dass zwei Drittel der insgesamt im Klimasystem absorbierten solaren Strahlung am Erdboden absorbiert wird, und ein Drittel in der Atmosphäre. Unter der Annahme einer terrestrischen Emission des Bodens von 398  $\text{W m}^{-2}$  ergibt sich zusammen mit der atmosphärischen Gegenstrahlung eine terrestrische Strahlungsbilanz von etwa -56  $\text{W m}^{-2}$  und eine Nettostrahlungsbilanz (solar und terrestrisch) im globalen Mittel von etwa 104  $\text{W m}^{-2}$  (Abbildung 6-1). Dies ist die Strahlungsenergie, die im globalen Mittel den übrigen (Nichtstrahlungs-) Komponenten der Bodenenergiebilanz zur Verfügung steht. In erster Linie sind dies der latente Wärmefluss (das Energieäquivalent der Verdunstung) und zu einem kleineren Teil der sensible (fühlbare) Wärmefluss, während die Boden- und Schmelzflüs-

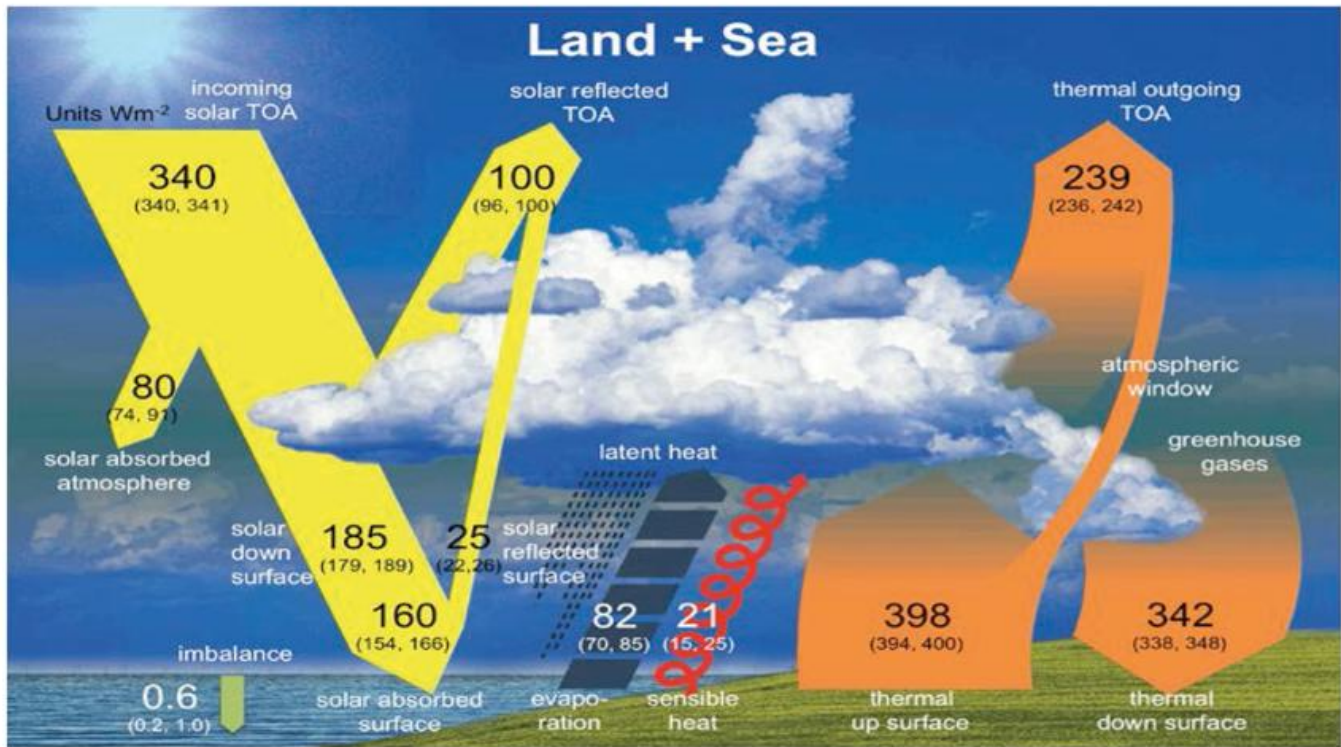


Abb. 6-1: Schematische Darstellung der globalen Energiebilanz der Erde. Die Zahlen beschreiben die Größenordnung der global gemittelten Energieflüsse in die durch die Pfeile vorgegebene Richtung (Einheit  $W m^{-2}$ ). In Klammern ist der Unsicherheitsbereich angegeben. Die Darstellung beschreibt die Situation zu Beginn des 21. Jahrhunderts. Aus WILD et al. (2015).

se im langfristigen globalen Mittel vergleichsweise um mehr als eine Größenordnung kleiner sind (Abbildung 6-1). Da im globalen Mittel um die 80 % der verfügbaren Strahlungsenergie am Boden in den latenten Wärmefluss übergehen, also zur Verdunstung aufgewendet werden, und die Verdunstung im globalen Mittel dem Niederschlag entspricht, sind der Energie- und Wasserkreislauf eng miteinander verbunden. In den letzten Jahren wurde intensiv über mögliche Inkonsistenzen bei der Quantifizierung des Energie- und Wasserkreislauf debattiert, wonach die Bodenstrahlungsbilanz in vielen Satellitenprodukten zu hoch sei, was einen im Vergleich zu den globalen Niederschlagsmessungen übermäßig intensiven Wasserkreislauf zur Folge hätte (STEPHENS et al. 2012; TRENBERTH und FASULLO 2012; TRENBERTH et al. 2009; WILD 2012a). Die in Abbildung 6-1 gezeigten Werte ergeben in der Summe mit  $104 W m^{-2}$  jedoch einen vergleichsweise niedrigen Wert für die Bodennettostrahlungsbilanz, was in besserer Übereinstimmung mit den Referenzstrahlungsmessungen steht. Dies induziert einen weniger intensiven Wasserkreislauf, der damit besser in Einklang mit den globalen Niederschlagsabschätzungen ist.

#### 4 Dekadische Veränderungen in den Strahlungsflüssen an der Erdoberfläche

Für viele Fragestellungen benötigt man nicht nur Informationen über den mittleren Zustand des Strahlungshaushalts an der Erdoberfläche, sondern vor allem auch über dessen zeitliche Veränderung.

Eine für die Menschheit unmittelbar spürbare Konsequenz ihrer Eingriffe ins Klimasystem ist die daraus resultierende Veränderung in den solaren und terrestrischen Strahlungsflüssen, die an der Erdoberfläche auftreten. Als direkte Folge der zunehmenden Konzentration von anthropogenen Treibhausgasen in der Atmosphäre erhöht sich zum Beispiel die atmosphärische Gegenstrahlung von der Atmosphäre in Richtung Erdoberfläche. Andererseits modifiziert die Luftverschmutzung durch die dabei entstehenden strahlungsaktiven Aerosole die einfallende solare Einstrahlung direkt, oder indirekt durch eine Modifikation der Wolkeneigenschaften. Zudem können auch natürliche Vorgänge im Klimasystem, die zum Beispiel Veränderungen in der Bewölkung zur Folge haben, die Bodenstrahlungsflüsse beeinflussen.

#### 4.1 Veränderungen in der atmosphärischen Gegenstrahlung

Die an der Erdoberfläche auftreffende atmosphärische Gegenstrahlung reagiert sehr sensitiv auf Änderungen der Treibhausgaskonzentration, der Temperatur und des Wasserdampfes der Atmosphäre. Sie ist eine kritische Größe in der Diskussion des anthropogenen Klimawandels, da sie direkt von Änderungen in der atmosphärischen Zusammensetzung beeinflusst wird, und den eigentlichen Treibhauseffekt an der Erdoberfläche repräsentiert. Im Vergleich zur solaren Einstrahlung wird die atmosphärische Gegenstrahlung an weitaus weniger Stationen gemessen, und auch die Messreihen sind kürzer. Erst seit den 1990er Jahren wird die atmosphärische Gegenstrahlung im Rahmen von BSRN an weltweit verteilten Stationen gemessen.

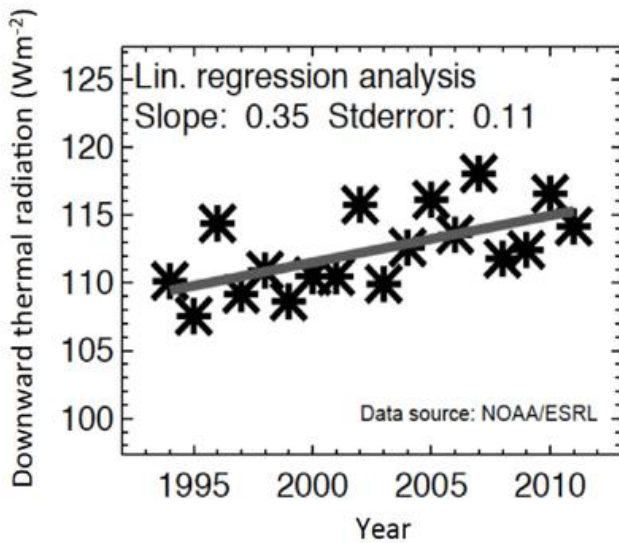


Abb. 6-2: Jahresmittlere atmosphärische Gegenstrahlung gemessen an der BSRN-Station am Südpol. Zudem ist eine lineare Regressionslinie dargestellt. Wie an der Mehrheit der BSRN-Station zeigt sich hier eine Zunahme der atmosphärischen Gegenstrahlung seit dem Messbeginn in den frühen 1990er Jahren. Einheit  $\text{Wm}^{-2}$ . Aus WILD 2016.

Als Illustration ist in Abbildung 6-2 die Messreihe der jahresmittleren atmosphärischen Gegenstrahlung an der Station Südpol gezeigt. Basierend auf einer ersten Auswertung der 12 längsten Messreihen von BSRN wurde von WILD et al. (2008) ein mittlerer Anstieg der atmosphärischen Gegenstrahlung von  $2,6 \text{ W m}^{-2}/\text{Jahrzehnt}$  über die 1990er Jahre ermittelt. Eine aktuelle Aufbereitung dieser Analysen, die nun 25 BSRN-Stationen einbezog, ergab einen mittleren Anstieg von  $2,0 \text{ W m}^{-2}$  pro Jahrzehnt seit den frühen 1990er Jahren, in quantitativer Übereinstimmung mit den Prognosen der neusten globalen Klimamodelle und den Erwartungen eines zunehmenden Treibhauseffektes (WILD 2016). Eine ähnliche Zunahme der atmosphärischen Gegenstrahlung wurde auch in den Schweizer Alpen von PHILIPONA et al. (2004) und WACKER et al. (2011) festgestellt. Der Anstieg der anthropogenen Treibhausgase führt also zu einem zusätzlichen Energieeintrag an der Erdoberfläche von etwa  $2 \text{ W m}^{-2}$  pro Jahrzehnt, mit entsprechenden Auswirkungen zum Beispiel auf die Bodentemperatur und die Verdunstung (WILD 2016).

#### 4.2 Veränderungen in der solaren Einstrahlung an der Erdoberfläche

Lange galt die stillschweigende Annahme, dass die Sonneneinstrahlung an der Erdoberfläche im Jahresmittel über die Zeit konstant ist. Erste Untersuchungen der langen Zeitreihen Ende der 1980er Jahre zeigten jedoch ein anderes Bild, nämlich dass sich die solare Einstrahlung an der Erdoberfläche seit den 1950er Jahren (das heißt seit Messbeginn) markant vermindert hat. Dies zeigten zunächst Untersuchungen an Stationen in Europa (OHMURA and LANG 1989) und bald auch an weltweit verteilten Stationen (STANHILL and MORESHET 1992). Viele nachfolgende Studien dokumentierten diese Abnahme der solaren Einstrahlung in verschiedenen Regionen der Erde (siehe WILD

2009 für einen Überblick). Dieses Phänomen wurde unter dem Begriff „global dimming“ populär (STANHILL and COHEN 2001). Als mögliche Erklärungen für die Abnahme der solaren Einstrahlung an der Erdoberfläche wurden der erhöhte Aerosolgehalt in der Atmosphäre aufgrund der zunehmenden Luftverschmutzung (STANHILL and COHEN 2001) sowie Veränderungen in der Beschaffenheit der Wolken (LIEPERT 2002) vorgeschlagen.

Neuere Untersuchungen mit aktualisierten Zeitreihen haben jedoch gezeigt, dass die Abnahme der solaren Einstrahlung sich nicht kontinuierlich fortgesetzt hat, sondern dass sich an vielen Stationen seit den 1980er Jahren eine Trendwende in Richtung einer zunehmenden Einstrahlung abzeichnete (WILD et al. 2005). Diese beobachtete Zunahme war in den 1990er Jahren besonders markant und wurde unter dem Begriff „global brightening“ populär (WILD et al. 2005). Dieser Anstieg wurde an verschiedenen BSRN Stationen auch unter wolkenfreien Bedingungen festgestellt, was auf eine Reduktion der Aerosolkonzentration in der Atmosphäre hindeutet (WILD et al. 2005). Diese Reduktion, welche die Atmosphäre für die Sonnenstrahlung wieder transparenter machte, wurde mit der Implementierung von Luftreinhaltemaßnahmen in Verbindung gebracht, die in den Industrienationen seit den 1980er Jahren erfolgreich umgesetzt wurden.

Die Abnahme der solaren Einstrahlung an der Erdoberfläche von den 1950er bis 1980er Jahren und die darauffolgende Zunahme ist auch in der langen Zeitreihe von Potsdam in Abbildung 6-3 ersichtlich. Zudem zeigt sich in dieser Abbildung auch eine Zunahme der Einstrahlung in den 1930er und 1940er Jahren, sowie eine gewisse Stabilisierung in den jüngsten Jahren. Diese dekadischen Variationen sind nicht nur in den Strahlungsmessreihen zu sehen, sondern auch in verwandten Klimaparametern, die zum Teil an viel mehr Orten und länger gemessen wurden, und sich daher als Proxydaten für die solare Einstrahlung an der Erdoberfläche eignen. Dazu gehört zum Beispiel die simple und robuste Messung der Sonnenscheindauer (SANCHEZ-LORENZO et al. 2013b), oder auch die Tagesamplitude der Temperatur, die ebenfalls eng mit der solaren Einstrahlung an der Erdoberfläche korreliert ist (MAKOWSKI et al. 2009). Auswertungen dieser Proxydaten stützen die These, dass das „Dimming und brightening“-Phänomen von großräumiger Natur ist (WILD 2009 und darin enthaltene Referenzen).

Die Frage in wieweit der Mensch, oder aber natürliche Veränderungen, zum Beispiel in der Bewölkung, für diese dekadischen Variationen in der solaren Einstrahlung an der Erdoberfläche verantwortlich sind, ist noch nicht eindeutig geklärt. Der aktuelle Stand der Diskussion ist in WILD 2016 wiedergegeben.

#### 4.3 Implikationen für den Klimawandel

Die in den zwei vorherigen Abschnitten diskutierten Veränderungen in den Strahlungsflüssen an der Erdoberfläche

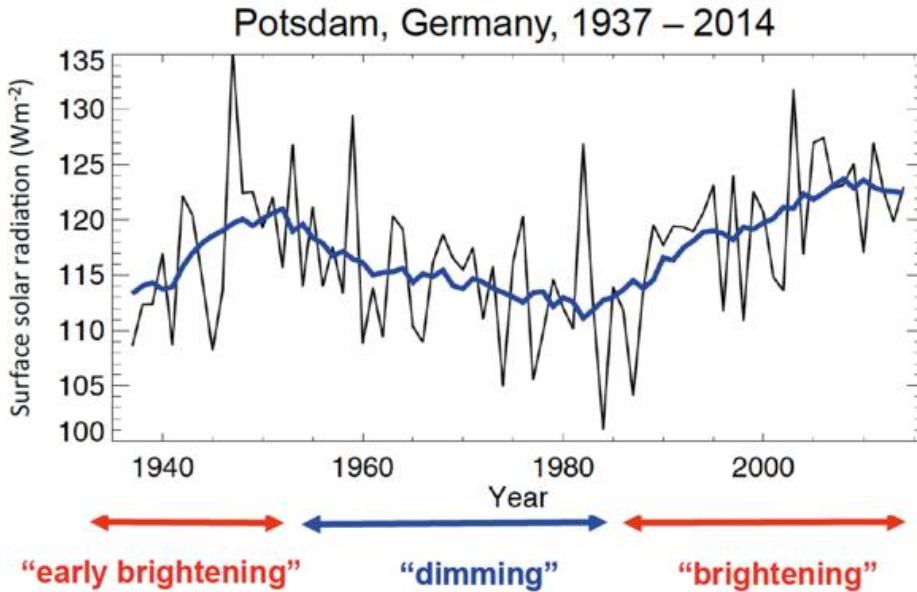


Abb. 6-3: Jahresmittlere solare Einstrahlung an der Erdoberfläche (in  $W m^{-2}$ ) gemessen in Potsdam seit 1937. Ein gleitender Fünf-Jahres-Mittelwert ist in blau dargestellt. Deutliche Phasen mit einer Zunahme (1930er-1940er Jahre, „early brightening“), darauffolgender Abnahme (1950er-1980er Jahre, „dimming“) und erneuter Zunahme (seit den 1980er Jahren, „brightening“) sind ersichtlich. Zudem zeichnet sich auch eine Stabilisierung seit 2010 ab. Einheit  $W m^{-2}$ . Aus WILD (2016).

che haben markante Auswirkungen auf das Klimasystem und stellen wesentliche Faktoren des Klimawandels dar. Studien haben gezeigt, dass sowohl die Veränderungen in der atmosphärischen Gegenstrahlung als auch in der solaren Einstrahlung an der Erdoberfläche die weltweite Temperaturentwicklung über die vergangenen Jahrzehnte maßgeblich geprägt haben. Während der zunehmende Treibhauseffekt und die damit verbundene Zunahme der atmosphärischen Gegenstrahlung für die langfristige Erwärmung seit der vorindustriellen Zeit verantwortlich sind, passen die Veränderungen in der solaren Einstrahlung an der Erdoberfläche gut zu den dekadischen Variationen der Erwärmungsraten. So hat sich während der „Dimming“-Periode von den 1950er bis zu den 1980er Jahren die Temperatur weltweit kaum erhöht, was gut zu der kühlenden Wirkung der abnehmenden solaren Einstrahlung passt, die die Treibhause Erwärmung in dieser Periode weitgehend kompensiert hat (WILD et al. 2007). Zu diesem Bild passt auch, dass in dieser Periode die weltweit über den Landoberflächen gemessenen Tagesmaximateperaturen, die stark von der solaren Einstrahlung an der Erdoberfläche geprägt sind, sogar leicht abgenommen haben, während die Tagesminimateperaturen, die mehr von der atmosphärischen Gegenstrahlung geprägt werden, zugenommen haben (WILD et al. 2007). Während der „Brightening“-Periode in den 1980er und 1990er Jahren wurden dagegen weltweit sehr hohe Erwärmungsraten gemessen. Dies passt zum Bild, dass in dieser Periode sowohl die solare Einstrahlung als auch die atmosphärische Gegenstrahlung zunahm, und dadurch in Kombination eine starke Erwärmung der Erdoberfläche verursacht haben. In dieser Periode findet sich im Gegensatz zur „Dimming“-Periode auch in den Tagesmaxima-Temperaturen eine starke Zunahme, was ebenfalls zur zunehmenden solaren Einstrahlung

lung in diesem Zeitraum passt (WILD et al. 2007). Das erneute Abklingen der Erwärmungsraten zu Beginn der Jahrtausendwende ist wiederum im Einklang mit der Abschwächung des „Brightening“ in diesem Zeitraum (WILD 2016).

Eine wichtige Rolle spielen die Veränderungen in den Bodenstrahlungsflüssen auch für den Wasserkreislauf, da sie die für die Verdunstung verfügbare Energie bereitstellen. Wie schon oben erwähnt, entspricht die Verdunstung im globalen Mittel dem Niederschlag. Entsprechend führen Änderungen in der für die Verdunstung verfügbaren Strahlungsenergie zu Änderungen im globalen Niederschlag, und damit zu Änderungen in der Intensität des globalen Wasserkreislaufs.

Untersuchungen haben gezeigt, dass während der „Dimming“-Periode die globalen terrestrischen Niederschläge abgenommen haben, im Einklang mit der abnehmenden Strahlungsenergie zum Antrieb des Wasserkreislaufs in diesem Zeitraum. In der „Brightening“-Periode, in der der Strahlungsantrieb des Wasserkreislaufs wieder stärker wurde, haben entsprechend auch die Niederschläge über den Landmassen insgesamt wieder zugenommen (WILD 2012b). Die beobachteten Veränderungen im Strahlungshaushalt an der Erdoberfläche über die letzten Jahrzehnte scheinen also die Intensität des globalen Wasserkreislaufs maßgeblich mitgeprägt zu haben.

Auch Veränderungen in der Kryosphäre scheinen von den Veränderungen des Bodenstrahlungshaushalts beeinflusst zu sein. So hat sich die Ausdehnung der Schneedecke in der Nordhemisphäre sowie vieler Gebirgsgletscher während der „Dimming“-Periode der 1950er bis 1980er Jahre kaum verändert. Die Flächenreduktion hat erst mit der darauffolgenden „Brightening“-Periode und der damit erhöhten Energiezufuhr für die Schmelze merklich eingesetzt (OHMURA et al. 2007, PAUL et al. 2004, WILD 2009).

Aber nicht nur quantitative, sondern auch qualitative Veränderungen in den Bodenstrahlungsflüssen können von Bedeutung sein. Für das Wachstum der Biosphäre zum Beispiel ist der quantitative Anteil der diffusen Strahlung am Sonnenlicht entscheidend. Diffuse Strahlung kann nämlich tiefer in die Vegetationsschichten eindringen als die Direktstrahlung, die nur die äußersten Vegetationsschichten erreicht. Damit kann diffuse Strahlung von den Pflanzen viel effektiver als direkte Strahlung für die Photosynthese genutzt werden. Mit zunehmenden Aerosolen

und/oder Wolken hat während der „Dimming“-Periode der diffuse Anteil stetig zugenommen, während die totale solare Einstrahlung abgenommen hat. Dies hat gegenteilige Auswirkungen auf die Photosynthese. Modellstudien deuten darauf hin, dass während der „Dimming“-Periode der Effekt der zunehmenden Diffusstrahlung gegenüber der abnehmenden Totalstrahlung überwogen hat, und deshalb die Photosynthese und die damit verbundene Kohlenstoffaufnahme und das Biosphärenwachstum sich in diesem Zeitraum verstärkt haben (MERCADO et al. 2009).

Die Veränderungen im Strahlungshaushalt am Erdboden scheinen also wesentliche Auswirkungen auf eine ganze Reihe von fundamentalen Umweltprozessen zu haben, die wiederum den Strahlungshaushalt beeinflussen können.

## 5 Schlussfolgerungen

Der Strahlungshaushalt an der Erdoberfläche ist von eminenter Wichtigkeit für das Klimasystem und steuert eine Reihe wesentlicher Klimaprozesse. Während die weltweite Verteilung der Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre von den Satelliten aus relativ genau bestimmt werden kann, ist diese an der Erdoberfläche mit weit größeren Unsicherheiten behaftet. Bodenbasierte Referenzstationen, zum Beispiel vom BSRN Netzwerk, können entscheidend dazu beitragen, diese Unsicherheiten zu reduzieren. Es ist daher von großer Wichtigkeit, dass die Bodenstrahlungsnetze auch in Zukunft weiterhin gesichert sind, und nach Möglichkeit weiter ausgebaut werden können, vor allem auch in Gebiete hinein, in denen bisher kaum Messstationen bestehen, zum Beispiel in entlegenen Landgebieten, über Ozeanen, oder polaren Gebieten. Die langjährigen Messreihen der Bodenstationen sind es auch, die die Entdeckung ermöglicht haben, dass nicht nur die atmosphärische Gegenstrahlung zunimmt, wie wir es bei einem zunehmenden Treibhauseffekt auch erwarten, sondern dass auch die solare Einstrahlung an der Erdoberfläche starke dekadische Schwankungen aufweist, die den Klimawandel ebenfalls stark beeinflussen.

## Danksagungen

Ich möchte Prof. Christoph Schär, Prof. Atsumu Ohmura und Dr. Doris Folini für die langjährige Unterstützung meiner Arbeiten danken. Barbara Schär hat das globale Energiebilanzdiagramm gestaltet.

## Literatur

- GILGEN, H., WILD, M., OHMURA, A., 1998: Means and trends of shortwave irradiance at the surface estimated from global energy balance archive data. *Journal of Climate* **11**, 2042-2061.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 1535 pp.
- L'ECUYER, T.S., and Coauthors, 2015: The Observed State of the Energy Budget in the Early Twenty-First Century. *Journal of Climate* **28**, 8319-8346.
- LIEPERT, B.G., 2002: Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1961 to 1990. *Geophysical Research Letters* **29**, 1421.
- LOEB, N.G., and Coauthors, 2009: Toward Optimal Closure of the Earth's Top-of-Atmosphere Radiation Budget. *Journal of Climate* **22**, 748-766.
- MAKOWSKI, K., JAEGER, E.B., CHIACCHIO, M., WILD, M., EWEN, T., OHMURA, A., 2009: On the relationship between diurnal temperature range and surface solar radiation in Europe. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **114**, D00d07.
- MANARA, V., BRUNETTI, M., CELOZZI, A., MAUGERI, M., SANCHEZ-LORENZO, A., WILD, M., 2016: Detection of dimming/brightening in Italy from homogenized all-sky and clear-sky surface solar radiation records and underlying causes (1959-2013). *Atmospheric Chemistry and Physics* **16**, 11145-11161.
- MERCADO, L. M., BELLOUIN, N., SITCH, S., BOUCHER, O., HUNTINGFORD, C., WILD, M., COX, P.M., 2009: Impact of changes in diffuse radiation on the global land carbon sink. *Nature* **458**, 1014-1018.
- OHMURA, A., LANG, H., 1989: Secular variations of global radiation in Europe. IRS '88: Current Problems in Atmospheric Radiation, J. Leonoble, and Geleyn, J.F., Eds. A. Deepak Publ., 98-301.
- OHMURA, A., BAUDER, A., MÜLLER, H., KAPPENBERGER, G., 2007: Long-term change of mass balance and the role of radiation. *Annals of Glaciology* **46**, 367-374.
- OHMURA, A., and Coauthors, 1998: Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New precision radiometry for climate research. *Bulletin of the American Meteorological Society* **79**, 2115-2136.
- PAUL, F., KÄÄB, A., MAISCH, M., KELLENBERGER, T., HAEBERLI, W., 2004: Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophysical Research Letters* **31**, Artn L21402.
- PHILIPONA, R., DÜRR, B., MARTY, C., OHMURA, A., WILD, M., 2004: Radiative forcing - measured at Earth's surface - corroborates the increasing greenhouse effect. *Geophysical Research Letters* **31**, L03202.
- SANCHEZ-LORENZO, A., TRENTMANN, J., WILD, M., 2013a: Validation of Monthly Surface Solar Radiation over Europe Derived from the CM SAF Dataset against Homogenized GEBA Series (1983-2005). *Aip. Conf. Proc.* **1531**, 432-435.
- SANCHEZ-LORENZO, A., CALBO, J., WILD, M., AZORIN-MOLINA, A., SANCHEZ-ROMERO, A., 2013b: New insights into the history of the Campbell-Stokes sunshine recorder. *Weather* **68**, 327-331.
- STANHILL, G., MORESHET, S., 1992: Global Radiation Climate Changes - the World Network. *Climatic Change* **21**, 57-75.

- STANHILL, G., COHEN, S., 2001: Global dimming: a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences. *Agricultural and Forest Meteorology* **107**, 255-278.
- STEPHENS, G.L., and Coauthors, 2012: An update on Earth's energy balance in light of the latest global observations. *Nature Geoscience* **5**, 691-696.
- TRENBERTH, K. E., FASULLO, J.T., 2012: Tracking Earth's Energy: From El Nio to Global Warming. *Surv Geophys* **33**, 413-426.
- TRENBERTH, K. E., FASULLO, J.T., KIEHL, J., 2009: Earth's Global Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society* **90**, 311.
- WACKER, S., GRÖBNER, J., HOCKE, K., KÄMPFER, N., VUILLEUMIER, L., 2011: Trend analysis of surface cloud-free downwelling long-wave radiation from four Swiss sites. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, **116**.
- WILD, M., 2008: Short-wave and long-wave surface radiation budgets in GCMs: a review based on the IPCC-AR4/CMIP3 models. *Tellus A* **60**, 932-945.
- WILD, M., 2009: Global dimming and brightening: A review. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **114**, D00d16.
- WILD, M., 2012a: New Directions: A facelift for the picture of the global energy balance. *Atmos Environ* **55**, 366-367.
- WILD, M., 2012b: Enlightening Global Dimming and Brightening. *Bulletin of the American Meteorological Society* **93**, 27-37.
- WILD, M., 2016: Decadal changes in radiative fluxes at land and ocean surfaces and their relevance for global warming. *Wires Clim Change* **7**, 91-107.
- WILD, M., OHMURA, A., MAKOWSKI, K., 2007: Impact of global dimming and brightening on global warming. *Geophysical Research Letters* **34**, L04702.
- WILD, M., GRIESER, J., SCHAER, C., 2008: Combined surface solar brightening and increasing greenhouse effect support recent intensification of the global land-based hydrological cycle. *Geophysical Research Letters* **35**, L17706.
- WILD, M., FOLINI, D., SCHAER, C., LOEB, N., DUTTON, E.G., KÖNIG-LANGLO, G., 2013: The global energy balance from a surface perspective. *Climate Dynamics* **40**, 3107-3134.
- WILD, M., OHMURA, A., SCHÄR, C., MÜLLER, G., FOLINI, D., SCHWARZ, M., HAKUBA, M. Z., AND SANCHEZ-LORENZO, A., 2017: The Global Energy Balance Archive (GEBA) version 2017: a database for worldwide measured surface energy fluxes, *Earth Syst. Sci. Data*, **9**, 601-613, <https://doi.org/10.5194/essd-9-601-2017>, 2017.
- WILD, M., and Coauthors, 2005: From dimming to brightening: Decadal changes in solar radiation at Earth's surface. *Science* **308**, 847-850.
- WILD, M., and Coauthors, 2015: The energy balance over land and oceans: an assessment based on direct observations and CMIP5 climate models. *Climate Dynamics* **44**, 3393-3429.

PROF. DR. MARTIN WILD  
ETH Zürich  
Institut für Atmosphäre und Klima  
8092 Zürich  
Schweiz  
[martin.wild@env.ethz.ch](mailto:martin.wild@env.ethz.ch)

## 7

G. KÖNIG-LANGLO, A. DRIEMEL, A. OHMURA

## Das Baseline Surface Radiation Network

The baseline surface radiation network

### Zusammenfassung

Das Klima unserer Erde wird entscheidend durch atmosphärische Strahlungsprozesse beeinflusst. Mit dem Beginn der Debatte um die anthropogene Klimabeeinflussung durch die Verbrennung fossiler Energieträger und dem damit verbundenen Anstieg der Treibhausgase wuchs entsprechend das Interesse der Klimaforscher an zeitlich hoch aufgelösten qualitativ hochwertigen Strahlungsmessungen. Um diesem Interesse Rechnung zu tragen wurde 1988 von der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) die Gründung eines ‚Baseline Surface Radiation Network‘ vorgeschlagen. Es begann 1992 seine Arbeit mit 9 Stationen sowie einem zentralen Archiv. Bis Ende 2017 wurden mehr als 10.000 monatliche Datensätze von 59 Stationen archiviert. Die Daten stehen für wissenschaftliche Zwecke jedem Interessierten kostenlos online zur Verfügung (<http://bsrn.awi.de/>). In der Regel werden die Daten zur Validierung von Satellitenmessungen, Klimamodellen sowie zur Erfassung von Änderungen der bodennahen Strahlung verwendet.

### Summary

Atmospheric radiation processes decisively influence the climate of our earth. With the beginning of the debate on anthropogenic causes of climate change, the interest of climate researchers in high-quality radiation measurements with high temporal resolution grew. In order to fulfill this need, the World Meteorological Organization (WMO) proposed the foundation of a ‚Baseline Surface Radiation Network‘ in 1988. The BSRN started in 1992 with 9 stations and a central archive. By the end of 2017, more than 10,000 monthly records of 59 stations have been archived. All data are available online for scientific purposes and free of charge (<http://bsrn.awi.de/>). Typically, the data are used to validate satellite measurements or climate models, and to record changes in ground-level radiation.

### 1 Einleitung

Das Klima unserer Erde wird entscheidend durch atmosphärische Strahlungsprozesse beeinflusst. Über dieses Wissen verfügten bereits griechische Gelehrte vor dem Beginn unserer Zeitrechnung. Auf sie geht der Begriff „Klima“ zurück, welcher auf dem griechischen Wort für „Neigung“ basiert. Gemeint war die mittlere Neigung der einfallenden Sonnenstrahlen auf die lokale Erdoberfläche und die damit einhergehende grobe Aufteilung der Erde in verschiedene Klimazonen.

Heute wissen wir, dass das Klima nicht nur von der einfallenden solaren Strahlung sondern von diversen Faktoren beeinflusst wird. Internationale Zentren sammeln seit langem entsprechende Daten im Rahmen von Studien zur

Energiebilanzklimatologie. Das „World Radiation Data Centre“ (<http://wrdc.mgo.rssi.ru/>) bietet zum Beispiel von mehr als 1000 Stationen Tages- und Monatssummen verschiedener solarer Strahlungsflüsse<sup>1</sup> an. Das Global Energy Balance Archive (GEBA) (<http://www.geba.ethz.ch/>) archiviert zusätzlich auch die Monatsmittel weiterer bodennaher Energieflüsse.

Kleine Änderungen im atmosphärischen Strahlungshaushalt an der Erdoberfläche können zu entscheidenden Klimaveränderungen führen (CHYLEK et al. 2007). Mit dem Beginn der Debatte um die anthropogene Klimabeeinflussung durch Verbrennung fossiler Energieträger wuchs entsprechend das Interesse der Klimaforscher an detaillierteren Strahlungsmessungen. Es stellte sich heraus, dass die existierenden Messnetze nicht die von den Klimaforschern

<sup>1</sup> Strahlungsbegrifflich entsprechen die hier verwendeten Strahlungsflüsse der Bestrahlungsstärke in Kapitel „Strahlungsgrößen, -gesetze und -übertragung“

benötigte Genauigkeit und Auflösung boten. Um dieses Problem zu lösen, schlug 1988 die „World Meteorological Organization“ (WMO) im Rahmen des „World Climate Research Programme“ (WCRP) die Gründung eines internationalen „Baseline Surface Radiation Networks“ (BSRN) mit folgenden Aufgaben vor:

- Bereitstellung von gemessenen bodennahen Strahlungsflüssen zur Validierung von auf Satellitenmessungen basierenden Abschätzungen der bodennahen Strahlungsbilanz und der Strahlungsübertragung durch die Atmosphäre.
- Messung von bodennahen Strahlungsflüssen zur Validierung und Verbesserung der Strahlungsberechnungen in Klimamodellen.
- Erfassung von Langzeitveränderungen der bodennahen Strahlungsflüsse.

Zur Erreichung dieser Ziele wurden höchstmögliche Genauigkeits- bzw. Stabilitätsanforderungen an das BSRN gestellt (OHMURA et al. 1998). Unter anderem wurde gefordert, dass jede BSRN-Station von einem Strahlungsexperten geleitet werden soll, welcher langfristig für die Qualität der Daten seiner Station verantwortlich ist. Geplant waren relativ wenige Stationen, welche alle Klimazonen der Erde repräsentieren sollten. Auch eine vereinheitlichte Geräteeichung sowie ein zentrales Archiv für das gesamte Messnetz wurden zur Bedingung gemacht.

Um eine Validierung von aus Satellitenmessungen gewonnenen bodennahen Strahlungsflüssen zu erleichtern, sollen die BSRN-Daten eine zeitliche hohe Auflösung haben. Die meisten BSRN-Stationen messen im Sekundentakt und bilden daraus Minuten-Mittelwerte, Maxima, Minima sowie Standardabweichungen. Weiterhin bieten viele Stationen zusätzliche Informationen wie synoptische Beobachtungen, Radiosondenprofilmessungen etc. an, da BSRN-Messungen in der Regel in wissenschaftlichen Großobservatorien – sogenannten Supersites – angesiedelt sind. 1992 begann das BSRN mit neun Stationen seine Arbeit.

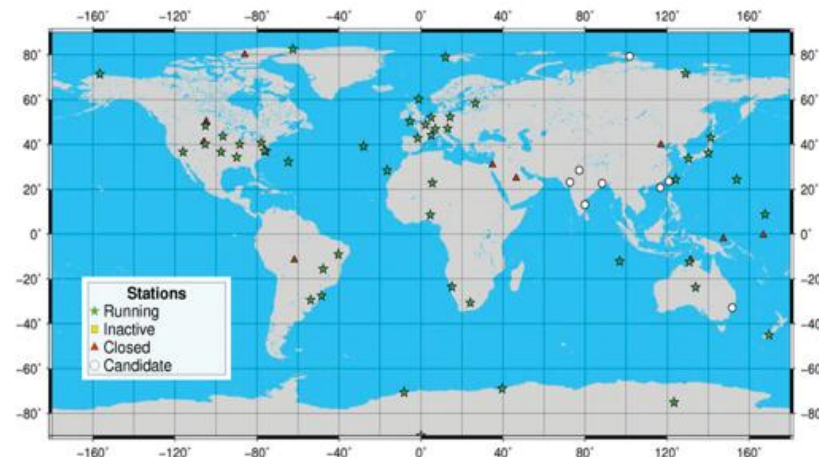


Abb. 7-1: Das Messnetz des BSRN im Dezember 2017 (Quelle: [http://bsrn.awi.de/fileadmin/user\\_upload/bsrn.awi.de/Maps/BSRN-Station-Global.png](http://bsrn.awi.de/fileadmin/user_upload/bsrn.awi.de/Maps/BSRN-Station-Global.png)).

## 2 Messungen

### 2.1 Die Messgrößen

Jede BSRN-Station muss mindestens folgende Strahlungsflüsse kontinuierlich in zeitlich hoher Auflösung (etwa 1 Hz) erfassen und daraus gebildete Minutenmittel qualitätsgeprüft dem zentralen Archiv des BSRN zur Verfügung stellen. Einige Stationen liefern darüber hinaus auch die entsprechenden Standardabweichungen, Maxima und Minima.

- **Globalstrahlung**  
Darunter wird der solare Strahlungsfluss verstanden, welcher in Bodennähe auf eine horizontale Fläche fällt. Als Synonyme werden auch die Begriffe einfallende Solarstrahlung sowie einfallende kurzwellige Strahlung verwendet. Die im BSRN eingesetzten Pyranometer decken den spektralen Bereich zwischen etwa 250 und 3000 nm Wellenlänge ab.
- **Direktstrahlung**  
Der Teil der Globalstrahlung welcher aus dem Raumwinkel der Sonnenscheibe kommt wird Direktstrahlung genannt. Die meisten BSRN-Stationen verwenden dafür „Normal Incidence Pyrheliometer“ welche mit Hilfe von Sonnenfolgern automatisch zur Sonne ausgerichtet werden, wobei die Empfängerbezugsfläche senkrecht zur Sonnenrichtung orientiert ist.
- **Diffusstrahlung**  
Der Teil der Globalstrahlung welcher nicht aus dem Raumwinkel der Sonnenscheibe kommt wird Diffus- oder auch Himmelsstrahlung genannt. Sie wird wie die Globalstrahlung mit horizontal ausgerichteten Pyranometern gemessen, welche beschattet werden, um die Direktstrahlung auszuschließen. Früher wurden dazu Schattenringe verwendet durch die jedoch auch ein Teil der Diffusstrahlung abgedeckt wurde. Moderne Sonnenfolger sind in der Lage, gleichzeitig Pyrheliometer und Schattenkugeln zu steuern, siehe Abbildung 7-2.
- **Gegenstrahlung**  
Hierbei handelt es sich um den zum Boden gerichteten terrestrischen Strahlungsfluss durch die thermische Emission der Atmosphäre. Als Synonym wird auch der Begriff langwellige, resp. thermische Einstrahlung verwendet. Die im BSRN eingesetzten Pyreometer decken den spektralen Bereich zwischen etwa 4 und 40  $\mu\text{m}$  Wellenlänge ab.

Aus der Summe der Diffusstrahlung und der Projektion der Direktstrahlung auf eine horizontale Ebene kann die Globalstrahlung auch berechnet werden. Ein Vergleich mit der direkt gemessenen Globalstrahlung bildet eine gute Möglichkeit der Fehlerabschätzung. Zur Reduzierung von Messfehlern durch nasse resp. bereifte Kalotten sowie Querempfindlichkeiten zu thermischen Inhomogenitäten innerhalb der Sensoren - welche

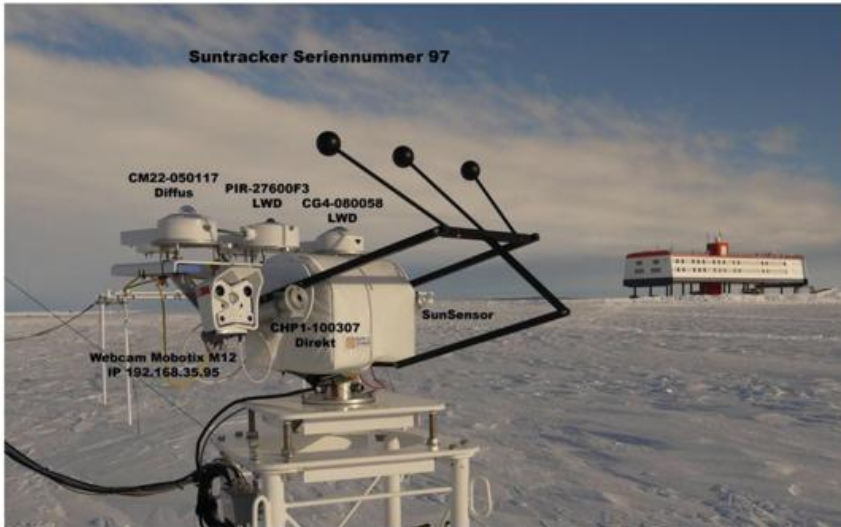


Abb. 7-2: Sonnenfolger an der Antarktischforschungsstation Neumayer III (Foto: Thomas Schmidt).

unter anderem zu den sogenannten „Zero Offsets“ führen - sind die meisten BSRN-Sensoren künstlich belüftet. Diese Strahlungsmessungen gehören zusammen mit Temperatur-, Feuchte- und Druckdaten zu den obligatorischen Messungen jeder BSRN-Station. Eine Liste aller im BSRN verwendeten Strahlungsinstrumente befindet sich unter <https://www.pangaea.de/ddi?request=bsrn/BSRNMethods&format=html&title=BSRN+Methods>.

Ein Teil der BSRN-Stationen liefert zusätzlich folgende aufwärtsgerichteten Strahlungsflüsse mit deren Hilfe die Strahlungsbilanz geschlossen werden kann:

- Reflexstrahlung  
Der in den oberen Halbraum zurückreflektierte Teil der Globalstrahlung wird als Reflexstrahlung definiert. Als Synonyme werden auch die Begriffe reflektierte Solarstrahlung sowie reflektierte kurzwellige Strahlung benutzt. Zur Erfassung werden zum Erdboden hin ausgerichtete Pyranometer verwendet. Der Quotient aus der in Bodennähe gemessenen Reflexstrahlung zur Globalstrahlung wird Bodenalbedo genannt. Über dunklen Flächen ist die Bodenalbedo gering (etwa 10 %), über hellen – wie zum Beispiel Neuschnee – hoch (etwa 90 %).
- Ausstrahlung  
Hierbei handelt es sich um die in den oberen Halbraum gerichtete terrestrischen Strahlungsfluss, bedingt durch thermische Emission des Bodens. Auch die Begriffe terrestrische Emission respektive langwellige Ausstrahlung sind dafür geläufig. Wie bei der Gegenstrahlung werden für die Ausstrahlung Pyrgeometer eingesetzt.

Die Erfassung der aufwärtsgerichteten Strahlungsflüsse macht nur bei Stationen über einem möglichst natürlichen und horizontal homogenen Gelände Sinn. An einigen BSRN-Stationen werden sie auch

an Masten in verschiedenen Höhen bestimmt.

Zu den weiteren optionalen Aufgaben einer BSRN-Station gehören die Erfassung der UV-Strahlung, die Bestimmung der Wolken im Rahmen der visuellen synoptischen Wetterbeobachtungen sowie durch Wolkenhöhenlaser, die Radiosondierung der vertikalen Temperatur-, Feuchte-, Wind- und Ozonprofile sowie Angaben zur Ozongesamtsäulendicke.

## 2.2. Beispielmessungen

Abbildung 7-4 zeigt beispielhaft Zeitserien einiger BSRN-Messungen der Antarktischforschungsstation Neumayer III (Der BSRN-Name „GVN“ basiert auf dem Namen „Georg-von-Neumayer“). Dargestellt sind 6 Tage mit sehr kurzen Nächten kurz vor Beginn des Polartags. An den Messungen der Direktstrahlung (DIR) ist deutlich zu erkennen, dass es Tage mit Wolkenlücken (1., 2. sowie 4. November 2016), einen komplett bewölkten Tag (3. November 2016) sowie wolkenfreie Tage (5., 6. November 2016) gab.

- Wolkenfrei

An wolkenfreien Novembertagen werden an der Neumayer-Station Direktstrahlungsflüsse bis zu  $1000 \text{ W/m}^2$  gemessen. Die Direktstrahlung kann die anderen kurzwelligen Strahlungsflüsse überschreiten, da die Direktstrahlung senkrecht zur Einstrahlungsebene definiert ist, alle anderen Strahlungsflüsse jedoch auf eine horizontale Empfängerfläche parallel zur Erdoberfläche bezogen sind. Die Diffusstrahlung (DIF) - wie auch die Gegenstrahlung (LWD) - ist an wolkenlosen Tagen gering. Die Ausstrahlung (LWU) zeigt – parallel zur Lufttemperatur in 2 m Höhe ( $T_2$ ) – deutliche Tagegänge. Die kurzwelligen Energiegewinne am Boden (SWD-SWU) sind aufgrund der hohen Albedo gering und werden durch die langwelligen Energieverluste (LWD-LWU) am Boden häufig überkompensiert.



Abb. 7-3: BSRN-Messfeld an der Antarktischforschungsstation Neumayer III (Foto: Jölund Asseng).

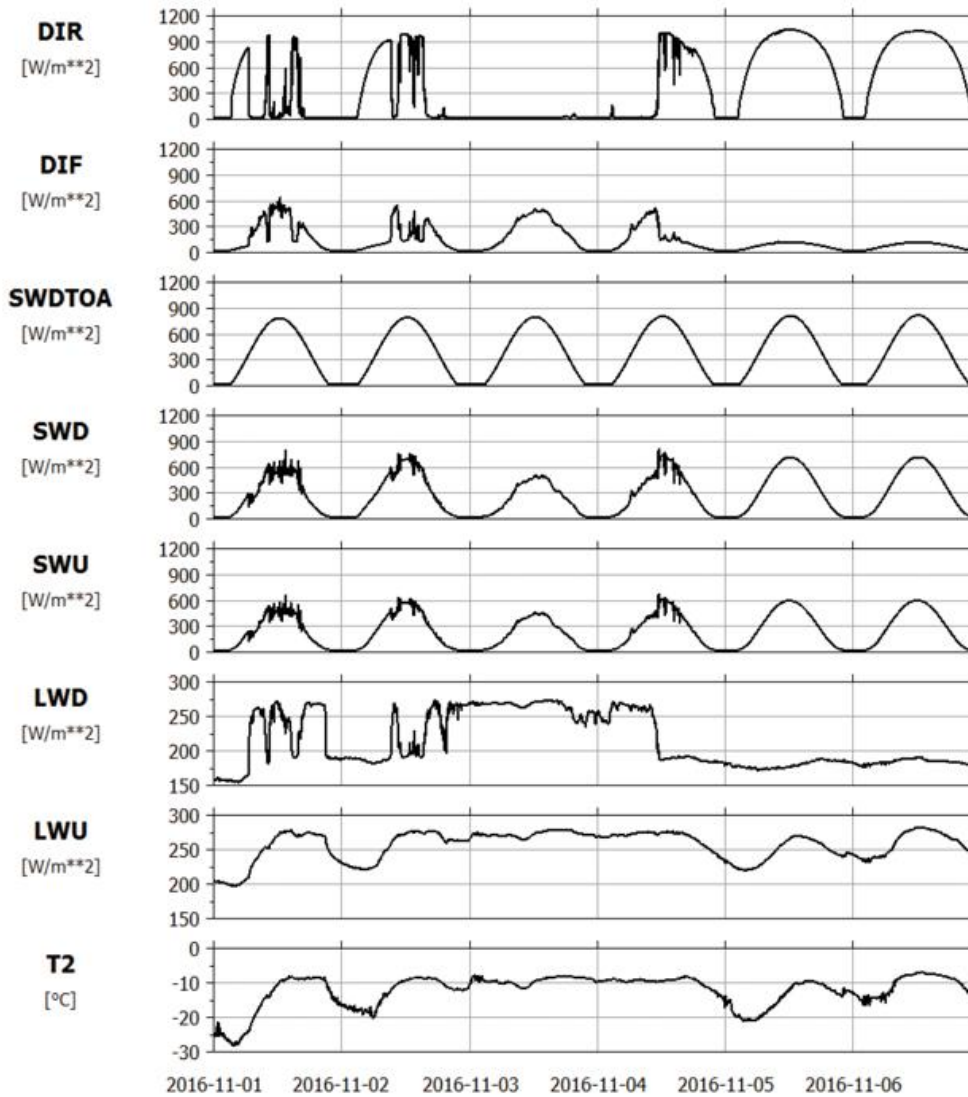


Abb. 7-4: Beispielmessungen von der BSRN-Station GVN ( Neumayer III). DIR = Direktstrahlung, DIF = Diffusstrahlung, SWDTOA = kurzwellige Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre, SWD = Globalstrahlung, SWU = Reflexstrahlung, LWD = Gegenstrahlung, LWU = Ausstrahlung, T2 = Lufttemperatur 2 Meter über der Schneeoberfläche. Die Daten wurden <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.874557> entnommen und mit Panplot (<https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.816201>) dargestellt.

- siert. Ein wolkenfreier Tag in der Antarktis ist daher oft durch eine negative Strahlungsbilanz charakterisiert.
- **Wolkenbedeckt**  
An komplett bewölkten Tagen gibt es keine Direktstrahlung und die Diffusstrahlung (DIF) ist mit der Globalstrahlung (SWD) identisch. Vergleicht man die Globalstrahlung (SWD) der bewölkten Tage mit SWD an wolkenfreien Tagen so fällt auf, dass Wolken über Neumayer die Globalstrahlung nur in geringen Maße schwächen. Ursache für diesen Effekt ist eine geringe optische Dichte der Wolken sowie die hohe Albedo der Schneeoberfläche die in der Regel zwischen 75 % und knapp über 90 % liegt. Sie führt zu einer Vielfachreflexion zwischen der Schneeoberfläche und der Wolkenunterseite, welche die Schwächung der kurzwelligen Einstrahlung durch die Wolken in Teilen kompensiert. Die Gegenstrahlung (LWD) ist an bewölkten Tagen hoch und entspricht weitgehend der Ausstrahlung, da

die Temperatur der Wolkenunterseite sich – speziell bei tiefen Wolken – nicht sonderlich von der Bodentemperatur unterscheidet. Ein bewölkter Tag in der Antarktis hat daher oft eine positive Strahlungsbilanz.

**Teilweise wolkenbedeckt**  
An den wechselhaften Tagen schwanken die Strahlungsflüsse erheblich. Wolken führen bei der Direktstrahlung prinzipiell zu einer Schwächung. Alle anderen kurzwelligen Strahlungskomponenten können kurzfristig durch Wolken jedoch auch erhöht werden, ja sogar die kurzwellige Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre (SWDTOA) überschreiten. Dazu ist es notwendig, dass die Sonne selbst nicht von Wolken bedeckt wird, die Vielfachreflexion zwischen der Schneeoberfläche und dem in Teilen bedeckten Himmel bereits vorhanden ist. Am 1. November springt die Gegenstrahlung mit dem Einsetzen der ersten Wolken auf Werte über 250 W/m<sup>2</sup> und übersteigt kurzfristig die Ausstrahlung um bis zu 30 W/m<sup>2</sup>. Die Unterseite der Wolken muss somit deutlich wärmer als der Boden gewesen sein. Diese Inversion

wird jedoch über den eingesetzten langwelligen Energiegewinn schnell abgebaut. Selbst in der Polarnacht kann bei vergleichbaren Bedingungen der Boden kurzfristig Strahlungsenergie gewinnen. Nur aufgrund der Minuten-Auflösung der BSRN-Daten sind viele dieser durch inhomogene Wolken verursachten Effekte quantifizierbar. Dies ist nicht nur für die Klimaforschung von Relevanz sondern auch für die Gewinnung von Solarenergie.

### 3 Das World Radiation Monitoring Center

#### 3.1 Historie

Das zentrale Datenarchiv des BSRN – **World Radiation Monitoring Center (WRMC)** genannt – entstand unter der Leitung von Professor Atsumu Ohmura an der Eidgenössische Technische Hochschule (ETH Zürich) (GILGEN et al. 1995, HEGENER et al. 1998). Seit 2008 wird es am

Alfred-Wegener-Institut betrieben (KÖNIG-LANGLO et al. 2013). Für Qualität und Übertragung der Daten einer BSRN-Station in das WRMC ist seit Anbeginn der jeweilige Stationswissenschaftler zuständig. Ihm obliegt nicht nur die Aufgabe, die Messungen zu organisieren und die gewonnenen Daten zu validieren, sondern auch pro Monat und Station einen sogenannten „Station-To-Archive-File“ zu formatieren und via ftp an das WRMC zu schicken. Es handelt sich dabei um ein relativ komplexes, streng definiertes Format, welches seit Bestehen der WRMC weitestgehend unverändert geblieben ist (KÖNIG-LANGLO et al. 2013). Die Dateien sind reine Textdateien, in denen in sogenannten logischen Blöcken alle Metadaten und alle Messdaten enthalten sind. Stationen, die optionale Messungen nicht durchführen, verzichten auf die entsprechenden logischen Blöcke.

Nur Station-To-Archive-Files, welche einer Formatüberprüfung mit Hilfe eines Testprogramms standhielten, wurden an der ETH-Zürich in das WRMC übernommen und einer inhaltlichen Qualitätsüberprüfung unterzogen. Überprüft wurden die Messungen dahingehend, ob sie innerhalb von physikalisch möglichen Grenzen lagen. Andernfalls wurden sie mit einer „quality flag“ markiert. Weiterhin wurden alle Daten markiert, die sich zwar innerhalb der physikalisch möglichen Grenzen befanden, jedoch in der Realität eher unwahrscheinlich waren. Inkonsistenzen innerhalb der Messungen sowie zwischen den Messungen und Berechnungen waren die Basis einer dritten Kategorie von Markierungen. Die von den Stationswissenschaftlern eingesendeten Station-To-Archive-Files wurden um die Fehlermarkierungen erweitert und auf einen öffentlichen Teil des ftp-servers vom WRMC abgelegt. Dort standen sie weltweit jedem Wissenschaftler zur Verfügung.

Die den Markierungen zugrundeliegenden Grenzen waren in der Vergangenheit immer wieder Grund für kontroverse Diskussionen. Negative solare Strahlungsflüsse sind zum Beispiel physikalisch grundsätzlich nicht möglich, kommen bei realen Nachtmessungen jedoch häufig vor. Je nach Messort und verwendetem Instrument kann eine feste Fehlerschranke sinnvoll oder auch nicht sinnvoll sein. Durch speziell geschulte Datenkuratoren wurde daher 2008 bei der Übernahme des WRMC an das Alfred-Wegener-Institut (AWI, <http://bsrn.awi.de/>) eine individuelle Eingangskontrolle eingeführt. Bei eindeutig fehlerhaften Daten werden die für die Qualität verantwortlichen Stationswissenschaftler um Korrektur gebeten. Alle anderen Datensätze stehen den BSRN-Kunden über einen öffentlichen ftp-Zugang in exakt der Form zur Verfügung, wie sie an das WRMC übermittelt wurden. BSRN-Kunden erhielten die Möglichkeit, mit Hilfe von frei zur Verfügung gestellter Software (siehe Kapitel 3.2) weitere – individuell angepasste – Datenüberprüfungen in einen flexiblen Postprozess vorzunehmen.

Parallel zum öffentlichen ftp-Archiv (<ftp://ftp.bsrn.awi.de/>) für die Station-To-Archive-Files bietet das WRMC seit 2008 die BSRN-Daten auch innerhalb des „Data Publis-

her for Earth & Environmental Science“ PANGAEA an (<http://bsrn.awi.de/data/data-retrieval-via-pangaea/>). Alle Daten des BSRN-Netzwerkes sind prinzipiell kostenlos. Dennoch benötigt jeder Kunde einen individuellen Zugang welcher auf Anfrage an das WRMC (<http://bsrn.awi.de/contact-persons/>) vergeben wird. Mit dem Empfang dieses Accounts verpflichten sich die Datennutzer die unter <http://bsrn.awi.de/data/conditions-of-data-release/> definierten Richtlinien einzuhalten.

### 3.2 Qualitätskontrollen

Für im WRMC routinemäßig anfallenden Arbeiten der Daten-Kuratoren wurde eine BSRN-Toolbox entwickelt (SCHMITHÜSEN et al. 2012). Sie dient unter anderem der Format- und Qualitätsüberprüfung der BSRN-Daten. Da die BSRN-Toolbox der „GNU General Public License“ unterliegt, frei für Jedermann zur Verfügung steht und sehr flexibel ist, können BSRN-Stationswissenschaftler ihre neu erstellten lokalen Station-To-Archive-Files bereits vor der Übertragung ins WRMC testen.

Auch BSRN-Kunden - welche über die BSRN-Toolbox direkten Zugang zu dem öffentlichen Ftp-Archiv (<ftp://ftp.bsrn.awi.de/>) haben - können auf Wunsch ihre individuellen Qualitätsüberprüfungen mit der BSRN-Toolbox durchführen. Als Eingabe akzeptiert die BSRN-Toolbox auch BSRN-Daten aus dem PANGAEA-Archiv. Die BSRN-Toolbox verarbeitet beliebig viele Input-Files gleichzeitig, so dass ganze Jahresgänge einheitlich validiert werden können.

Momentan sind in der BSRN-Toolbox die Qualitätskontrollen „BSRN Global Network recommended QC tests, V2.0“ (LONG et al. 2002) implementiert. Drei Tests in

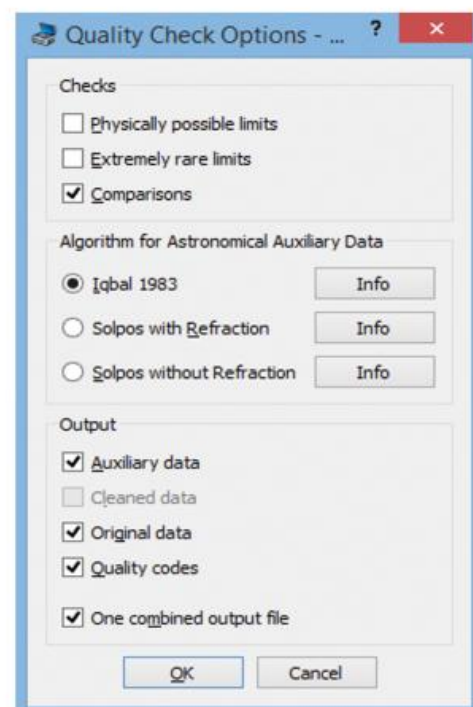


Abb. 7-5: Testoptionen der BSRN-Toolbox.

beliebiger Kombination stehen zur Verfügung, siehe Abbildung 7-5. Die für viele Tests notwendigen astronomischen Daten können mittels verschiedener Algorithmen errechnet werden. Die Ausgabe der Qualitätskontrolle ist flexibel, siehe Abbildung 7-5. In jedem Fall wird auch eine spezielle Datei zum Vergleich der gemessenen Globalstrahlung mit der aus Direkt- und Diffusstrahlung errechneten Globalstrahlung erzeugt. Alle Dateien lassen sich mit der freien Software PanPlot2 (SIEGER et al. 2013) visualisieren. Beispielhafte Übersichten sind unter <http://bsrn.awi.de/products/quality-code/> zu finden.

### 3.3 PANGAEA-Zugang zum WRMC

Das Format der Station-To-Archive-Files (KÖNIG-LANGLO et al. 2013) ist kompliziert und lässt sich mit heutigen Standardprogrammen nicht ohne weiteres verarbeiten. Seit der Übernahme des WRMC an das AWI werden daher die Daten des WRMC auch über PANGAEA zur Verfügung gestellt (<http://bsrn.awi.de/data/data-retrieval-via-pangaea/>). Weitere Vorteile sind:

- PANGAEA ist Mitglied des „World Data System“ (WDS) des „International Council for Science“ (ICSU) und garantiert eine langfristige Datenhaltung nach internationalen Regeln.
- Jeder PANGAEA-Datensatz ist über einen Digital Object Identifier (DOI) zitierfähig.
- PANGAEA bietet eine eigene Suchmaschine (<https://pangaea.de/>).

- PANGAEA-Datensätze werden auch über kommerzielle Suchmaschinen wie zum Beispiel Google gefunden.
- PANGAEA bietet über das sogenannte „Data Warehouse“ komfortable Möglichkeiten lange Zeitserien einzelner Variablen zu extrahieren (<http://bsrn.awi.de/data/data-retrieval-via-pangaea/data-warehouse/>).
- Für alle PANGAEA-Produkte steht eine Auswahl freier Software zur Verfügung (<https://pangaea.de/tools/>).

Die Granularität der Station-To-Archive-Files (ein File pro Monat und Station) wurde in PANGAEA beibehalten. Allerdings wurden die unterschiedlichen Datensätze innerhalb eines Station-to-Archive-Files in ihre logischen Blöcke zerlegt, siehe <http://bsrn.awi.de/data/data-retrieval-via-pangaea/>. Den Anfang einer Übersicht aller obligatorischen Messungen der letzten Jahre (global, direkt, diffus, Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit sowie Luftdruck) aus dem logischen Block LR0100 zeigt Abbildung 7-6.

Die Zahlen in Abbildung 7-6 entsprechen den monatlichen Dateien. Unter ihnen verbergen sich Links auf die PANGAEA-Suchmaschine mit entsprechend vorformulierten Suchkriterien. Sie erleichtern die Benutzung der PANGAEA-Suchmaschine und können auf Wunsch individuell angepasst werden. Die Kreuze in der Spalte am rechten Rand führen zu allen obligatorischen Messungen einer BSRN-Station. Identische Kreuze am unteren Rand der Tabelle (nicht sichtbar in Abbildung 7-6)

Click on a number shows a list of all datasets for selected year and station.


Station	Short name	Station scientist currently in charge	2013	2014	2015	2016	2017	All
Alert	ALE	Christopher Cox ( <a href="mailto:christopher.j.cox@noaa.gov">christopher.j.cox@noaa.gov</a> )	12	6				X
Alice Springs	ASP	Nicole Hyett ( <a href="mailto:N.Hyett@bom.gov.au">N.Hyett@bom.gov.au</a> )	12	12	12	10		X
Barrow	BAR	David Longenecker ( <a href="mailto:David.U.Longenecker@noaa.gov">David.U.Longenecker@noaa.gov</a> )	12	9	12	12	8	X
Bermuda	BER	David Longenecker ( <a href="mailto:David.U.Longenecker@noaa.gov">David.U.Longenecker@noaa.gov</a> )	2			2	8	X
Billings	BIL	Charles Long ( <a href="mailto:chuck.long@noaa.gov">chuck.long@noaa.gov</a> )						X
Bondville	BON	John Augustine ( <a href="mailto:John.A.Augustine@noaa.gov">John.A.Augustine@noaa.gov</a> )	12	12	12	12	8	X
Boulder, SURFRAD	BOS	John Augustine ( <a href="mailto:John.A.Augustine@noaa.gov">John.A.Augustine@noaa.gov</a> )	12	12	12	12	8	X
Boulder	BOU	** Station closed in July 2016 **	12	12	12	6		X
Brasilia	BRB	Enio Bueno Pereira ( <a href="mailto:enio.pereira@inpe.br">enio.pereira@inpe.br</a> )	12	12	1			X
Cabauw	CAB	Wouter Knap ( <a href="mailto:knap@knmi.nl">knap@knmi.nl</a> )	12	12	12	12	11	X
Camborne	CAM	Jonathan Tamlyn ( <a href="mailto:jonathan.tamlyn@metoffice.gov.uk">jonathan.tamlyn@metoffice.gov.uk</a> )	12	12	12	12	7	X
Carpentras	CAR	Thierry Duprat ( <a href="mailto:thierry.duprat@meteo.fr">thierry.duprat@meteo.fr</a> )	12	12	12	12	10	X
Chesapeake Light	CLH	** Inactive as of Dec 2016, structural issues need to be solved **	12	12	12	11		X
Cener	CNR	Xabier Olano ( <a href="mailto:xolano@cener.com">xolano@cener.com</a> )	12	12	12	12	9	X
Cocos Island	COC	Nicole Hyett ( <a href="mailto:N.Hyett@bom.gov.au">N.Hyett@bom.gov.au</a> )	4	12	12			X
De Aar	DAA	Lucky Ntsangwane ( <a href="mailto:lucky.ntsangwane@weathersa.co.za">lucky.ntsangwane@weathersa.co.za</a> )			9	12	10	X
Darwin	DAR	** Station closed in Jan 2015 **	12	12	1			X

Abb. 7-6: Übersicht der obligatorischen Messungen der BSRN-Stationen Alert bis Darwin 2013 – 2017 (<https://dataportal.pangaea.de/bsrn/?q=LR0100>, Stand: Dezember 2017). Die Zahlen entsprechen der Anzahl der monatlichen Datenfiles. Sie sind Links auf die entsprechenden Datensätze in PANGAEA. Die Kreuze in der Spalte am rechten Rand führen zu allen obligatorischen Messungen einer BSRN-Station.

**Citation:** **Denn, Fred M (2016):** Basic measurements of radiation at station Chesapeake Light (2016-04). *NASA Langley Research Center, Hampton, PANGAEA*, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.860490>

Always quote above citation when using data! You can download the citation in several formats below.

RIS Citation   BioRx Citation   Text Citation   Facebook   Twitter   Google+  
Show Map   Google Earth



**Other version:** **Denn, Fred M (2016):** BSRN Station-to-archive file for station Chesapeake Light (2016-04). <ftp://ftp.bsrn.awi.de/clh/clh0416.dat.gz>

**Project(s):** **Baseline Surface Radiation Network (BSRN)**

**Coverage:** Latitude: 36.905000 \* Longitude: -75.713000  
Date/Time Start: 2016-04-01T00:00:00 \* Date/Time End: 2016-04-30T23:59:00  
Minimum HEIGHT above ground: 2 m \* Maximum HEIGHT above ground: 2 m

**Event(s):** **CLH (Chesapeake Light)** \* Latitude: 36.905000 \* Longitude: -75.713000 \* Date/Time: 2000-06-01T00:00:00 \* Elevation: 37.0 m \* Location: North Atlantic Ocean \* Campaign: WCRP/GEWEX \* Device: Monitoring station (MONS) \* Comment: BSRN station no: 39; Surface type: water, ocean; Topography type: flat, rural; Horizon: doi:10.1594/PANGAEA.669513; Station scientist: Fred M. Denn (Frederick.M.Denn@nasa.gov) \*\* Inactive, structural issues \*\*

**Parameter(s):**

#	Name	Short Name	Unit	Principal Investigator	Method	Comment
1	DATE/TIME	Date/Time		Denn, Fred M		Geocode
2	HEIGHT above ground	Height	m	Denn, Fred M		Geocode
3	Short-wave downward (GLOBAL) radiation	SWD	W/m <sup>2</sup>	Denn, Fred M	Pyranometer, Kipp & Zonen, CM22, SN 000024, WRMC No. 39034	
4	Direct radiation	DIR	W/m <sup>2</sup>	Denn, Fred M	Pyrheliometer, Kipp & Zonen, CH1, SN 960133, WRMC No. 39017	
5	Diffuse radiation	DIF	W/m <sup>2</sup>	Denn, Fred M	Pyranometer, Kipp & Zonen, CM31, SN 000025, WRMC No. 39035	
6	Long-wave downward radiation	LWD	W/m <sup>2</sup>	Denn, Fred M	Pyrgeometer, Eppley, PIR, SN 26181F3, WRMC No. 39030	
7	Air temperature at 2 m height	T2	°C	Denn, Fred M	Thermometer	
8	Humidity, relative	RH	%	Denn, Fred M	Hygrometer	
9	Station pressure	PoPoPoPo	hPa	Denn, Fred M	Barometer	

**Size:** 297444 data points

**Download Data (login required)**  
Download dataset as tab-delimited text (use the following character encoding: UTF-8: Unicode (PANGAEA default))  
View dataset as HTML (shows only first 2000 rows)

Abb. 7-7: Beispiel der Metadaten eines typischen BSRN-Datensatzes aus PANGAEA.

liefern alle obligatorischen Daten sämtlicher BSRN-Stationen eines Jahres. Vergleichbare Tabellen existieren auch für alle nicht obligatorischen Datensätze wie zum Beispiel den optionalen UV-Messungen, synoptischen Beobachtungen, Radiosondenaufstiegen, Ceilometermessungen, etc.

Die PANGAEA-Suchmaschine listet alle selektierten Datensätze in einer Tabelle auf. Wenn man Daten aus allen selektierten Files gleichzeitig extrahieren möchte, empfiehlt sich an dieser Stelle dem Link auf der Suchseite oben rechts über der Landkarte zum „Data Warehouse“ zu folgen. Anderenfalls selektiere man aus der Liste einen File, um die entsprechenden Metadaten zu öffnen, siehe als Beispiel Abbildung 7-7. Zu den Metadaten gehören standardmäßig unter anderem

- Angaben zum Zitieren des Datensatzes einschließlich seiner DOI-Nummer,
- ein Link auf den entsprechenden Station-To-Archive-File,
- eine Beschreibung der BSRN-Station sowie
- die Liste aller gemessenen Parameter sowie eingesetzter Instrumente.

Am Ende der Seite werden Download-Optionen angeboten. Erst ab dieser Stelle ist die Eingabe der BSRN-Read-Accounts notwendig. Er wird auf Anfrage an das WRMC (<http://bsrn.awi.de/contact-persons/>) vergeben. Ein allgemeiner PANGAEA-Account ist für den Bezug von BSRN-Daten nicht ausreichend. Die heruntergeladenen Datensätze – egal ob von PANGAEA direkt oder über das Data Warehouse - sind ASCII-Files. Sie können mit den PANGAEA-Tools (<https://www.pangaea.de/tools/>) respektive Software eigener Wahl visualisiert und nach Wunsch verarbeitet werden.

#### 4 Zusammenfassung und Ausblick

Das Baseline Surface Radiation Network (Basisnetzwerk für bodennahe Strahlung) und sein zentrales Archiv hat sich in den 25 Jahren seiner Existenz zu einem wichtigen Bestandteil der globalen Klimaüberwachung und Klimaforschung entwickelt. Angefangen als Beitrag zum „Global Energy and Water Cycle Experiment“ (GEWEX) wurde das BSRN später Teil vom „Global Climate Observing System“ (GCOS). Mit dem „Network for the Detection

of Atmospheric Composition Change“ (NDACC) wurde eine formale Kooperation beschlossen. Trotz der Tatsache, dass weder die BSRN-Stationen noch das Archiv direkte finanzielle Zuwendungen erhalten, ist es gelungen, ein Netzwerk zu entwickeln, das bei den bodennahen Strahlungsmessungen die Maßstäbe setzt.

Einige BSRN-Stationen konnten in den letzten 25 Jahren ihren Betrieb nicht fortsetzen und mussten geschlossen werden. Andere Stationen führen ihre Messungen zwar fort, sind aber mit der Datenübertragung zum Archiv in Verzug geraten. Appelle helfen nicht immer weiter, da das Netzwerk auf rein freiwilliger Mitarbeit beruht. In naher Zukunft werden diese Stationen als „inactive“ gekennzeichnet. Erfreulicherweise existiert eine Reihe von BSRN-Stationen als Kandidaten welche in naher Zukunft das Netz verstärken werden, siehe Abbildung 7-1.

Es werden pro Jahr über 130 neue Read-Accounts vergeben. Die meisten BSRN-Kunden stammen aus dem Bereich der Klimaforschung. Validierung von Modellen sowie Satellitendaten stehen im Mittelpunkt der Nutzer. Die Daten wurden aber auch für Trendanalysen (zum Beispiel WILD et al. 2009) erfolgreich verwendet. Seit etwa einer Dekade werden die BSRN-Daten zunehmend auch von Kunden aus dem Bereich der Solarenergie nachgefragt, welche speziell die hohe zeitliche Auflösung der Daten begrüßen. Laut „Web of Science“ wurde der Begriff „BSRN“ bereits mehr als 1800 mal zitiert. Unter <http://bsrn.awi.de/other/publications/> befinden sich Listen von Veröffentlichungen mit Bezug zum BSRN. Das Alfred-Wegener-Institut für Polarforschung hat sich 2016 dazu bekannt, das WRMC auch in Zukunft zu betreiben.

**Literatur**

CHYLEK P., LOHMANN, U., DUBEY, M., MISHCHENKO, M., KAHN, R., OHMURA, A., 2007: Limits on climate sensitivity derived from recent satellite and surface observations. *JGR* **112**, D24S04, doi:10.1029/2007JD008740.

GILGEN H., WHITLOCK, C., KOCH, F., MÜLLER, G., OHMURA, A., STEIGER, D., WHEELER, R., 1995: Technical plan for BSRN (Baseline Surface Radiation Network) data management. Version 2.1. *WMO/TD-No. 443*, WCRP/WMO.

HEGNER H., MÜLLER, G., NESPOR, V., OHMURA, A., STEIGRAD, R., GILGEN, H., 1998: Technical Plan for BSRN Data Management - 1998 Update. *WMO/TD-No. 882*, WCRP/WMO, <http://hdl.handle.net/10013/epic.39581.d001>.

KÖNIG-LANGLO, G., SIEGER, R., SCHMITHÜSEN, H., BÜCKER, A., RICHTER, F., DUTTON, E.G., 2013:

The Baseline Surface Radiation Network and its World Radiation Monitoring Centre at the Alfred Wegener Institute. [www.wmo.int/pages/prog/gcos/Publications/gcos-174.pdf](http://www.wmo.int/pages/prog/gcos/Publications/gcos-174.pdf).

LONG, C.N., DUTTON, E.G., 2002: BSRN Global Network recommended QC tests, V2.0. <http://hdl.handle.net/10013/epic.39581.d001>.

OHMURA, A., DUTTON, E., FORGAN, B., FRÖHLICH, C., GILGEN, H., HEGNER, H., HEIMO, A., KÖNIG-LANGLO, G., MCARTHUR, B., MÜLLER, G., PHILIPONA, R., PINKER, R., WHITLOCK, C.H., WILD, M., 1998: Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WRMC), a new precision radiometry for climate research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **79**, 2115 – 2136, doi:10.1175/1520-0477(1998)079<2115:BSRNBW>2.0.CO;2.

SIEGER, R., GROBE, H., 2013: PanPlot 2 - software to visualize profiles and time series. *Alfred Wegener Institute, Helmholtz Center for Polar and Marine Research, Bremerhaven*, doi:10.1594/PANGAEA.816201.

SCHMITHÜSEN, H., SIEGER, R., KÖNIG-LANGLO, G., 2012: BSRN Toolbox V2.0 - a tool to create quality checked output files from BSRN datasets and station-to-archive files. *Alfred Wegener Institute, Helmholtz Center for Polar and Marine Research, Bremerhaven*, doi:10.1594/PANGAEA.774827

WILD, M., TRÜSSEL, B., OHMURA, A., LONG, C.N., KÖNIG-LANGLO, G., DUTTON, E.G., TSVETKOV, A., 2009: Global Dimming and brightening: an update beyond 2000. *Journal of Geophysical Research* **114**, D00D13, doi:10.1029/2008JD011382, hdl:10013/epic.32676.

DR. GERT KÖNIG-LANGLO  
Alfred-Wegener-Institut  
Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung  
Meteorologie der Polargebiete  
Am Handelshafen 12  
27570 Bremerhaven

DR. AMELIE DRIEMEL  
Alfred Wegener-Institut  
Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung  
PANGAEA Meteorologie der Polargebiete  
Am Handelshafen 12  
27570 Bremerhaven  
[Amelie.Driemel@awi.de](mailto:Amelie.Driemel@awi.de)

PROF. DR. ATSUMU OHMURA  
vormals: Institut für Atmosphäre und Klima  
CHN M 12.2  
Universitätstrasse 16  
8092 Zürich Schweiz  
[atsumu.ohmura@env.ethz.ch](mailto:atsumu.ohmura@env.ethz.ch)

H. DENEKE, R. HOLLMANN, A. HÜNERBEIN

## 8

# Satellitengestützte Untersuchungen der Strahlungsflussdichten und der Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre und am Erdboden

## Satellite-based Investigations of the Radiative Flux Densities and Budget at the Top-of-Atmosphere and Earth Surface

### Zusammenfassung

Die globale Strahlungsbilanz ist ein wichtiger Aspekt des Klimasystems. Ihre systematische Beobachtung mit globaler Abdeckung ist nur von Satelliten aus möglich, und begann daher erst mit dem Satellitenzeitalter in der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts. Satellitenmissionen mit stetig verbesserten breitbandigen Radiometern konnten die Genauigkeit der Beobachtungen bis zur Gegenwart erheblich steigern, und ermöglichen neben der Bestimmung klimatologischer Mittelwerte auch die Untersuchung regionaler und zeitlicher Variationen sowie die Überwachung von Klimaänderungen. Ausgereifte Methoden erlauben es, die Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre und am Erdboden abzuleiten, sowie räumlich und zeitlich hochaufgelöste Strahlungsflussdichten ebenfalls aus multispektralen, abbildenden Satellitenradiometern zu bestimmen. Die Strahlungsbilanz liefert wesentliche Randbedingungen für atmosphärische Modelle und ermöglicht außerdem eine prozessorientierte Untersuchung der Strahlungswirkung von Aerosolen und Wolken. Zusätzlich erlauben Messungen von aktiven Satelliteninstrumenten seit kurzem eine genauere Betrachtung der vertikalen Strahlungsdivergenzprofile.

### Summary

The Earth Radiation Budget is an important component constraining the climate system. Its systematic and global exploration is only possible from satellite, and thus started with the space age in the second half of the last century. The capabilities and accuracy of the passive radiometers flown on satellites have improved continuously since then, enabling us to determine climatological averages as well as their regional and temporal variations, including monitoring of climate change. Mature methodology makes it possible to retrieve the earth radiation budget at the top-of-atmosphere and surface, including spatially and temporally highly resolved datasets from narrowband multispectral sensors. These observations enable us nowadays to constrain atmospheric models, and support process oriented studies to investigate the radiative effects of aerosols and clouds. Moreover, active satellite sensors are in important step towards investigation of vertical profiles of radiative flux divergence.

## 1 Einleitung und Motivation

Die Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre ist als Differenz des absorbierten Anteils der einfallenden solaren Strahlungsflussdichte<sup>1</sup> und der emittierten terrestrischen Strahlungsflussdichte definiert. Bei einer Betrachtung der Bilanz am Erdboden muss zusätzlich die atmosphärische terrestrische Gegenstrahlung in der Bilanzgleichung Berücksichtigung finden. Mathematisch lässt sich die Strahlungsbilanz  $F^{NET}$  als Summe der Nettoflussdichten von solarer und terrestrischer Strahlung ( $F^{S,NET}$  und  $F^{T,NET}$ ) quantifizieren, wobei sich die jeweiligen Nettoflussdichten aus den Differenzen der abwärts- und aufwärtsgerichteten Strahlungsflussdichten (gekennzeichnet mit den Kürzeln D/U) ergeben:

$$F^{NET} = F^{S,NET} - F^{T,NET} = (F^{S,D} - F^{S,U}) + (F^{T,D} - F^{T,U}). \quad (1)$$

Bei dieser Gleichung macht man sich zunutze, dass aufgrund des großen Unterschieds in den effektiven Strahlungstemperaturen von Sonne ( $\approx 5800$  K) und Erde ( $\approx 255$  K) eine Betrachtung der Strahlung in weitgehend getrennten Spektralbereichen möglich ist. Dabei umfasst der energetisch relevante solare Spektralbereich das Intervall von 0,2 bis 5  $\mu\text{m}$ , während die terrestrische Strahlung den Bereich von 3 bis 120  $\mu\text{m}$  abdeckt, wobei nur der Bereich von etwa 5 bis 50  $\mu\text{m}$  energetisch relevant ist. Am Oberrand der Atmosphäre erhält man folgende Bilanzgleichung, wenn man die Solarkonstante  $S$  und die planetare Albedo  $A$  zur Be-

<sup>1</sup> Wir verwenden in diesem Kapitel den Begriff Strahlungsflussdichte aufgrund seiner weiteren Verbreitung in der Meteorologie anstelle des Begriffs Bestrahlungsstärke, vergleiche mit Beitrag 1 in diesem Heft.

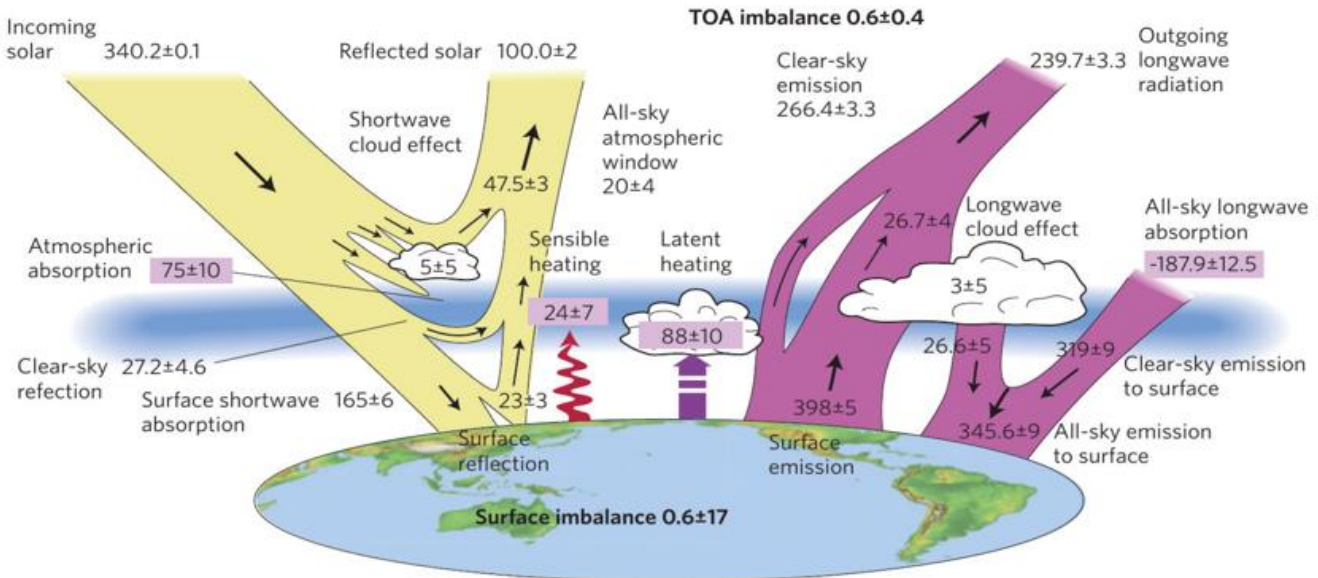


Abb. 8-1: Darstellung der unterschiedlichen Komponenten der global gemittelten Energieflüsse im Klimasystem, inklusive der Strahlungsbilanzterme am Oberrand der Atmosphäre und am Erdboden, aus STEPHENS et al. (2012).

stimmung des Anteils der reflektierten solaren Strahlung nutzt sowie berücksichtigt, dass die atmosphärische Gegenstrahlung am Oberrand der Atmosphäre Null ist:

$$F^{NET} = S \cdot (1 - A) - F^{T,U} \quad (2)$$

Global und über längere Zeiträume gemittelt kann diese Bilanz in guter Näherung als nahezu geschlossen angenommen werden, das heißt  $F^{NET} \approx 0$ . Dies drückt aus, dass sich die Absorption solarer Strahlung und die Emission terrestrischer Strahlung am Oberrand der Atmosphäre das Gleichgewicht halten. Die Schreibweise von Gleichung 2 unterstreicht dabei insbesondere die Bedeutung der Sonne als primäre Energiequelle des Klimasystems einerseits und der planetaren Albedo andererseits als wichtige Einflussgröße auf die mittlere Strahlungstemperatur der Erde.

Abbildung 8-1 zeigt die global gemittelten Energieflüsse im Erdsystem nach STEPHENS et al. (2012), die insbesondere die mittleren Strahlungsflussdichten und somit die Strahlungsbilanz als wichtigen Teilaspekt beinhaltet. Hier ist zu erkennen, dass ein Ungleichgewicht in der Strahlungsbilanz am Erdboden durch Flüsse von latenter und fühlbarer Wärme in die Atmosphäre ausgeglichen wird. Da Schätzungen der globalen Verdunstung relativ fehlerbehaftet sind, wird die Schließung mit der Strahlungsbilanz vorgegeben. Somit wirken sich Unsicherheiten in der mittleren Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche direkt auf unsere Kenntnis des hydrologischen Kreislaufs aus (WILD et al. 2013). Dabei stellt insbesondere die atmosphärische Gegenstrahlung am Erdboden als relativ ungenau bekannte Größe eine erhebliche Unsicherheit für die Schätzung der global gemittelten Verdunstung dar.

Selbst wenn die Genauigkeiten aktueller Beobachtungen derzeit für einen direkten Nachweis nicht ausreichen, wissen wir, dass sich das Klimasystem aufgrund anthropoge-

ner Einwirkungen insbesondere in Form von Treibhausgasemissionen nicht im Gleichgewichtszustand befindet. Wir gehen davon aus, dass über längere Perioden gemittelt etwas mehr solare Strahlung absorbiert als terrestrisch emittiert wird und sich in der beobachteten Erwärmung von Atmosphäre und Ozeanen manifestiert. Aktuelle Schätzungen dieses Ungleichgewichts ergeben nach SCHUCKMANN et al. (2016) einen Wert von  $0,91 \pm 0,15 \text{ Wm}^{-2}$  für  $F^{NET}$ , also dem Ungleichgewicht in der Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre, wobei eine weitere Verbesserung der Genauigkeit dieses Schätzwerts für unser Verständnis des Klimasystems und dessen Änderungen sehr erstrebenswert ist (SCHUCKMANN et al. 2016).

Neben den global und zeitlich gemittelten Strahlungsflussdichten und der daraus resultierenden Strahlungsbilanz rücken aktuell zunehmend deren regional und zeitlich hochaufgelöste Betrachtungen in den Vordergrund. Wissenschaftliche Motivation ist hierbei ein verbessertes Verständnis der zugrundeliegenden atmosphärischen Prozesse und die Evaluierung ihrer Repräsentation in atmosphärischen Modellen. Dabei sind insbesondere der direkte Einfluss von Wolken und Aerosolen auf die Strahlung, aber auch indirekte Einflüsse auf strahlungsrelevante Wolkeneigenschaften – zum Beispiel in Form von Aerosol-Wolkenwechselwirkungen – Forschungsschwerpunkte von hoher gesellschaftlicher Relevanz, um die Auswirkungen menschengemachter Veränderungen im Klimasystem besser zu verstehen und Anpassungsmaßnahmen untersuchen und gegebenenfalls begrenzen zu können. Neben diesem zunächst auf den wissenschaftlichen Erkenntnisgewinn gerichteten Ziel gibt es aber auch Anwendungen mit unmittelbarer ökonomischer Bedeutung, wie der Vorhersage des Ertrags von Solarkraftwerken (siehe auch HEINEMANN 2015) oder die Verbesserung von Wettervorhersagen und dem daraus resultierenden wirtschaftlichen und gesellschaftlichen Nutzen.

## 2 Historische Untersuchungen

Schon früh machten sich Galilei, Huygens und Bouguer Gedanken zur Helligkeit der Sonne und führten erste Experimente zu ihrem Vergleich mit derer anderer Objekte wie Sternen oder dem Mond durch (siehe DARRIGOL 2012). Doch erst im 19. Jahrhundert gelangten Pouillet (1228  $\text{Wm}^{-2}$  im Jahr 1838), Violle (1700  $\text{Wm}^{-2}$  im Jahr 1875) und Langley (2903  $\text{Wm}^{-2}$  im Jahr 1884) erste quantitative Schätzungen der Solarkonstante.

Bereits während der ersten und zweiten Internationalen Konferenz der Direktoren der Meteorologischen Dienste in Wien im Jahre 1873 und in Rom im Jahr 1879 wurden Methoden zur Messung der solaren und der Himmelsstrahlung diskutiert (siehe MÖLLER, 1980). Daher wurde 1896 eine Kommission unter der Leitung von J.G. Violle zur Etablierung standardisierter Instrumente und Beobachtungsmethoden ins Leben gerufen. Ihre Arbeit führte insbesondere zu zwei Resolutionen, die den zentralen meteorologischen Observatorien eine regelmäßige Beobachtung der Sonnenstrahlung am Mittag sowie der Himmelsstrahlung zwischen 22 bis 24 Uhr nachts empfahl, unter Verwendung zweier von Ångström entwickelten Instrumente. Diese wurden auf dem Treffen des Internationalen Meteorologischen Komitees in Innsbruck im Jahr 1905 verabschiedet.

Die erste Schätzung der globalen Strahlungsbilanz geht auf die Arbeiten von ABBOT und FOWLE (1908a, 1908b) zurück und wurde durch die breitere Verfügbarkeit von Messungen ermöglicht. Mit einer angenommenen Bodenalbedo von 6 % und 15 % für Wasser- und Landoberflächen sowie einer Wolkenbedeckung von 52 % nahmen sie für die planetare Albedo einen Wert von 37 % an, und legten dabei eine aus heutiger Sicht relativ hohe Wolkenalbedo von 65 % zugrunde. Mit einem Wert von 1457  $\text{Wm}^{-2}$  für die Solarkonstante folgerten sie auf eine effektive Strahlungstemperatur der Erde von 256 K, sowie eine mittlere Oberflächentemperatur von 287 K. DINES (1917) berücksichtigte in seiner Arbeit als erster die terrestrische Gegenstrahlung am Erdboden sowie die nicht durch Strahlung übertragenen Energieflüsse in der Energiebilanz.

In einer Serie von Artikeln verbesserte SIMPSON (1928a, 1928b, 1929) bisherige Schätzungen der Strahlungsbilanzterme insbesondere durch Berücksichtigung der spektralen Abhängigkeit von Wasserdampfabsorption in der terrestrischen Strahlungsbilanz, und durch die Betrachtung von hemisphärischen und regionalen Unterschieden. Bis zum Beginn des Satellitenzeitalters kam es sowohl in den Messmethoden als auch in unserem Verständnis des zugrundeliegenden Strahlungstransports zu erheblichen Verbesserungen, die eine zunehmend genauere Bestimmung einzelner Komponenten der Strahlungs- und Energiebilanz ermöglichten. Es blieben jedoch die planetare Albedo und insbesondere der Beitrag von Wolken einerseits und die Solarkonstante andererseits die dominierenden Unsicherheitsfaktoren, die erst durch Satellitenmessungen deutlich reduziert werden konnten.

Bereits 1951 begannen zunächst als geheim klassifizierte Vorarbeiten zur Konzeption von meteorologischen Satelliten. SUOMI (1957) schlug dabei als Erster eine Mission zur Messung der Strahlungsbilanz der Erde vor. Dies führte im Rahmen des Vanguard-Projekts zu der Entwicklung von satellitengestützten Kugelbolometern an der Universität von Wisconsin. Die ersten beiden Satellitenstarts mit diesen Instrumenten an Bord missglückten, und auch der dritte Satellit Explorer-6 lieferte nur kurz Messdaten, ehe der Satellit ausfiel. Erst mit dem Start von Explorer-7 am 13. Oktober 1959 gelang es, wissenschaftlich nutzbare Beobachtungen zur Strahlungsbilanz zu gewinnen. Auf der Television Infrared Observation Satellite (TIROS)-Serie von Satelliten (Missionen 2, 3, 4 und 7) kamen zusätzlich zu den hemisphärischen Strahlungsinstrumenten erstmals fünfkanaelige abtastende Radiometer mit einem Öffnungswinkel von  $5^\circ$  und unterschiedlich gewählten spektralen Bändern zum Einsatz, die den heutigen Strahldichtemessungen von abbildenden Satellitenradiometern ähneln. Die Analyse dieser Datensätze offenbarte problematische Aspekte: Es fanden sich zeitliche Abhängigkeiten in den Daten, die eine Änderung der Sensitivität der Instrumente im All vermuten ließen. Die Satellitenumlaufbahnen begrenzten die Beobachtungen auf Breiten zwischen  $55^\circ$  Süd und  $55^\circ$  Nord. Außerdem erwies sich die unzureichende Kenntnis der Solarkonstante inklusive ihrer spektralen Abhängigkeit als erhebliche Einschränkung.

Somit kam es in den späten 60iger und 70iger Jahren zur Entwicklung der zweiten und dritten Generation von Satellitenmissionen zur Beobachtung der globalen Strahlungsbilanz. Als Stellvertreter der zweiten Generation sind insbesondere Nimbus-2 und -3 zu erwähnen, die erstmals eine vollständige globale Abdeckung erzielten und ein abtastendes Instrument verwendeten. Dies ermöglichte die Bestimmung der planetaren Albedo mit Werten von 28 % bis 31 % und der effektiven Strahlungstemperatur von 254 bis 255 K. Mit den Satelliten der NOAA- und TIROS-Serien standen zunehmend auch schmalbandige Messungen in den atmosphärischen Fenstern zur Verfügung, die zur Ableitung der breitbandigen Strahlungsflussdichte genutzt (siehe auch Abschnitt 3) wurden.

Die Entwicklung des Earth Radiation Budget (ERB)-Instrumentes führte zur dritten Generation von Satellitenmissionen, die mit dem 1978 gestarteten Nimbus-7-Satelliten begann. Als Neuerung wurde neben den solaren und terrestrischen Strahlungsflussdichten erstmals parallel die Solarkonstante über längere Perioden hinweg gemessen. Die zwischen 1978 und 1983 gewonnenen Messdaten lieferten einen mittleren Wert von 1370,7  $\text{Wm}^{-2}$ , bei Variationen in der Größenordnung von 2-3  $\text{Wm}^{-2}$ .

Diese Datensätze offenbarten zwei grundlegende Unsicherheitsfaktoren bisheriger Studien: Die zeitliche Drift in der Äquatorüberflugszeit von polarumlaufenden, sonnensynchronen Satelliten führte zu Überlagerungseffekten mit dem Tagesgang. Ferner wurde deutlich, dass die Anisotropie im Strahlungsfeld bei der Umrechnung von

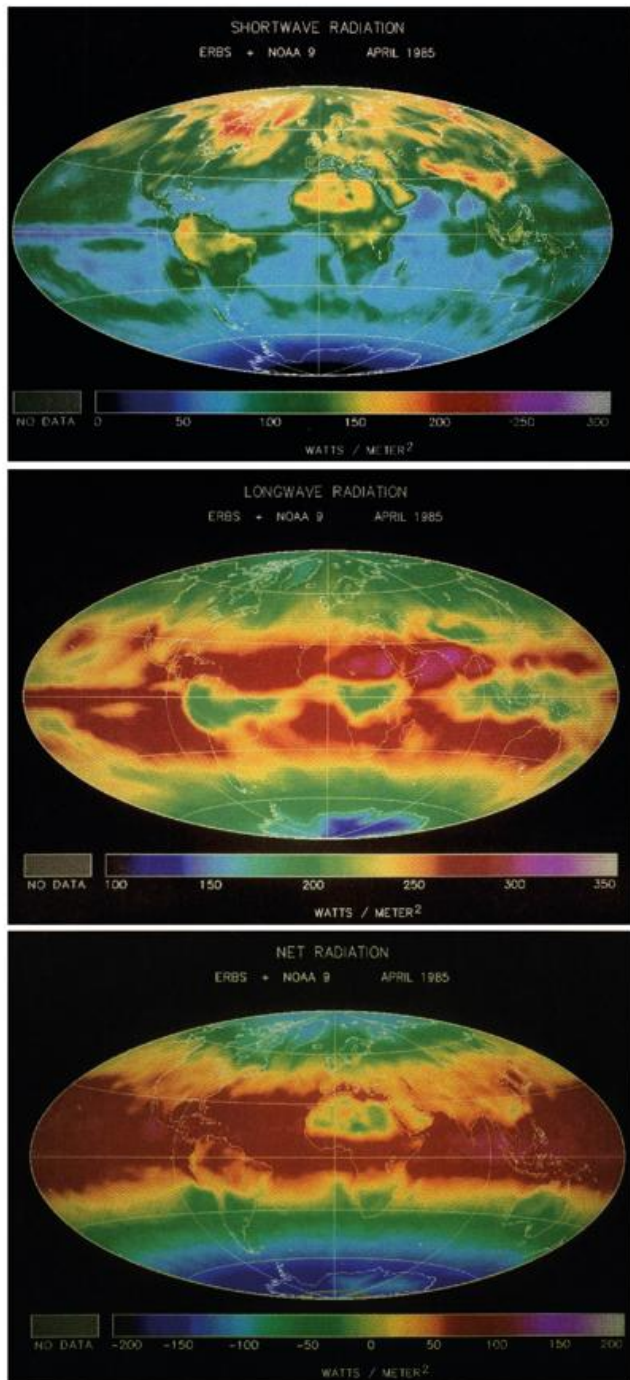


Abb. 8-2: Globale Karten der (a) solaren, (b) terrestrischen und (c) Nettostrahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre für den Monat April 1985, aus BARKSTROM et al. (1989).

Strahlungsflussdichten zu erheblichen Unsicherheiten führte.

Hieraus resultierte ein zunehmender Fokus von Untersuchungen auf den Tagesgang der Strahlungsbilanz, vor allem mittels geostationärer Satellitenbeobachtungen. Parallel rückte die Charakterisierung der Anisotropie des Strahlungsfelds in den Vordergrund. Unter Berücksichtigung dieser Aspekte kam es zur Entwicklung des **Earth Radiation Budget Experiments** (ERBE; BARKSTROM et al. 1984), das auf einem Satelliten mit leicht geneigter Umlaufbahn und auf zwei sonnensynchronen Satelliten (NOAA-9 und -10) sowie einer Kombination von abtastenden

und nicht-abtastenden Radiometern mit hochgenauer Kalibration basierte. Dieses Experiment lieferte Beobachtungen bis ins Jahr 2005, wobei zu diesem Zeitpunkt nur noch eines der Strahlungsbilanzinstrumente (das **Wide Field of View (WFOV)**-Instrument) Messwerte lieferte. In Abbildung 8-2 sind beispielhaft Ergebnisse für die solare, terrestrische und Nettobilanz für den Monat April 1985 dargestellt. Eine der herausragenden Erkenntnisse dieses Experiments war die Abschätzung, dass Wolken im Mittel mit  $-15 \text{ Wm}^{-2}$  eine abkühlende Wirkung im Klimasystem haben. Für die Solarkonstante wurde zudem ein verbesserter Wert von  $1365 \text{ Wm}^{-2}$  bestimmt.

Basierend auf den Erfahrungen mit ERBE wurde in einer französisch-deutsch-russischen Zusammenarbeit der **Scanner for Earth Radiation Budget** (ScaRaB, KANDEL et al. 1995) entwickelt, der leider nur ein knappes Jahr (1994/1995) Messungen lieferte. Auch das zweite Modell von ScaRaB funktionierte 1998/1999 nur wenige Monate.

Das bisher längste und zurzeit noch andauernde Strahlungsbilanzexperiment basiert auf den seit 1997 verfügbaren Messungen des **Clouds and the Earth's Radiant Energy System** (CERES)-Instruments. Von CERES werden sechs baugleiche Instrumente auf den amerikanischen Satelliten **Tropical Rainfall Measuring Mission** (TRMM), den Erdbeobachtungssatelliten **TERRA** und **AQUA** sowie im Rahmen des **NPOESS (National Polar-orbiting Operational Environmental Satellite System) Preparatory Project (NPP)** (SUOMI-NPP)-Satelliten eingesetzt. Das Instrument selbst hat drei spektrale Kanäle, solar 0,3 bis  $5 \mu\text{m}$ , total 0,3 bis  $200 \mu\text{m}$  und IR Fenster 8 bis  $12 \mu\text{m}$ . Da CERES neben einen Scanmodus auch rotierend Messungen durchführen kann, können durch den Einsatz von zwei Instrumenten auf einem Satelliten zur Umrechnung der gemessenen Strahldichten in Strahlungsflussdichten auch umfassende Anisotropiekorrekturfunktionen bestimmt werden. Hierdurch konnte erstmals ein hochqualitativer dekadischer Klimadatensatz der Strahlungsbilanz durch die Synergie mit geostationären schmalbandigen Sensoren erstellt werden, der es erlaubte, Rückschlüsse auf die Erwärmung des Ozeans zu ziehen (siehe beispielsweise LOEB et al. 2016, SCHUCKMANN et al. 2016).

Seit 2003 werden im Rahmen des **Solar Radiation and Climate Experiment** (SORCE) neben breitbandigen auch spektral aufgelöste Messungen der Solarkonstante durchgeführt, die durch den Einsatz des **Total and Spectral Solar Irradiance Sensor** (TSIS) seit Dezember 2017 auf der International Space Station fortgesetzt wird.

Mit dem **Geostationary Earth Radiation Budget Instrument** (GERB) ist seit 2002 das erste breitbandige Radiometer auf den geostationären METEOSAT-Satelliten der zweiten Generation im All (HARRIES et al. 2005). Durch die hohe zeitliche Auflösung von 15 Minuten ist es erstmals möglich, den Tagesgang der Strahlungsflussdichten sowie zeitlich schneller Änderungen im atmosphärischen Strahlungseffekt von Wolken und Aerosolen detailliert aufzulösen.

Bereits Ende der 1970iger Jahre wurden erste Anstrengungen unternommen, Satellitenbeobachtungen auch für die Abschätzung der Strahlungsbilanz und der einzelnen Strahlungsflussdichten am Erdboden zu nutzen. Hier sind insbesondere die frühen Arbeiten von RASCHKE und PREUSS (1979) für die solare Strahlung und DARNELL (1983) für die terrestrische Gegenstrahlung zu nennen. Im Allgemeinen muss für die Ableitung der Strahlungsflussdichten am Erdboden der Strahlungstransport innerhalb der Atmosphäre basierend auf den Strahlungsflussdichten am Oberrand inklusive Streuung und Absorption modelliert werden, beziehungsweise geeignete Annahmen getroffen werden, wie im nächsten Abschnitt erläutert wird.

Zum Abschluss dieses Überblicks sei interessierten Lesern die Artikel von HUNT et al. (1986) zu bodengebundenen Untersuchungen, von HOUSE et al. (1986) zu frühen Satellitenmissionen, sowie von MÖLLER (1980) und BOLLE (2008) zu der Historie der internationalen Strahlungskommissionen empfohlen. DEWITTE und CLERBAUX (2017) zeigen in ihrem Übersichtsartikel eine umfassende Aufstellung von Instrumenten, welche in den vergangenen Jahrzehnten zur Messungen der Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre eingesetzt wurden. Sie beziffern die terrestrische Ausstrahlung für den Oberrand der Atmosphäre auf  $238 \text{ Wm}^{-2}$ , die Solarkonstante auf  $1362 \text{ Wm}^{-2}$  und die planetare Albedo auf 29,8 % (DEWITTE und CLERBAUX 2017).

### 3 Die Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre und am Erdboden

Die Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre lässt sich ausschließlich mit Hilfe von Satelliteninstrumenten messen. Wie bereits geschildert, werden dafür breitbandige Strahlungsbilanzradiometer eingesetzt, welche einerseits die von der Atmosphäre reflektierten Strahlungsflussdichten im solaren Spektralbereich und andererseits die aufwärtsgerichteten emittierten Strahlungsflussdichten im terrestrischen Spektralbereich messen. Zusätzlich kommen auch schmalbandige multispektrale Radiometer zur Ableitung der Strahlungsflussdichten zum Einsatz, wenn eine reduzierte absolute Genauigkeit in Kauf genommen werden kann. Diese Instrumente haben meist eine deutlich höhere räumliche Auflösung, was für einige Anwendungen von großer Bedeutung ist.

Die Strahlungsbilanz am Erdboden lässt sich mit Strahlungsmessinstrumenten punktuell direkt bestimmen und über bodengebundene Messnetze, wie beispielsweise das **Baseline Surface Radiation Network (BSRN)**, global erfassen. Diese weisen insbesondere über den Ozeanen teils erhebliche Lücken auf und ihre räumliche Repräsentativität ist schwierig einzuschätzen. Eine umfassende globale oder räumlich aufgelöste Erfassung ist daher lediglich auf Basis von oder in Kombination mit Satellitenbeobachtungen möglich. Dabei unterscheiden sich die verwendeten Methoden im solaren und terrestrischen Spektralbereich deutlich: Während im solaren Fall eine direkte Bestimmung möglich ist, muss für die terrestrische Strahlungsbilanz auf indirekte Methoden und zusätzliche Informationen zurückgegriffen werden, die nicht allein aus Satellitenbeobachtungen abgeleitet werden können.

Im Folgenden soll eine Übersicht über die aktuell verwendeten Methoden zur Bestimmung der Strahlungsbilanz sowie einige wichtige Datensätze gegeben werden.

#### 3.1 Die Bestimmung der Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre

Passive Satelliteninstrumente zur Erdbeobachtung messen unter anderem die von der Erde ausgehende Strahlendichte in den verschiedenen Spektralbereichen unter einer bestimmten Beobachtungsgeometrie und Zeit (vergleiche Kapitel 1 zur Definition der Größen). Da die Strahlungsflussdichte durch das Integral der Strahlendichte über den zugehörigen oberen oder unteren Halbraum definiert ist, ist es notwendig, aus der Messung dieses Beobachtungswinkels auf die Strahlungsflussdichte zu schließen. Da die atmosphärische Strahlung im Allgemeinen nicht isotrop verteilt ist, muss man hierfür eine Anisotropiefunktion  $R$  zur Beschreibung der Anisotropie einführen. Im Fall der solaren Strahlung lässt sich diese durch folgendes Verhältnis definieren:

$$R(\theta_0, \theta_s, \phi) = \pi \cdot L(\theta_0, \theta_s, \phi) / F^S(\theta_0) \quad (3)$$

Hierbei gibt der Zähler die für isotrope Strahlung zu erwartenden Strahlungsflussdichten an, während im Nenner die tatsächliche Strahlungsflussdichte steht. Im solaren Spektralbereich muss eine Abhängigkeit vom Sonnenstand berücksichtigt werden, wie es in Formel 3 durch den Sonnenzenitwinkel,  $\theta_0$ , und den relativen Azimutwinkel,  $\phi$ , zwischen Sonne und Beobachtungsrichtung als Parameter angegeben ist. Diese Abhängigkeit entfällt im Terrestri-

Tab. 8-1: ERBE-Szenenklassifizierung (SUTTLES et al. 1988).

Szene	Wolkenfrei	Teilweise bedeckt	Überwiegend bedeckt	Vollständig bedeckt
	0 % < cc < 5 %	5 % < cc < 50%	50 % < cc < 95 %	95 % < cc < 100 %
Ozean	1	6	9	12
Land	2	7	10	
Wüste	4			
Schnee/Eis	3	-	-	
Küste	5	8	11	

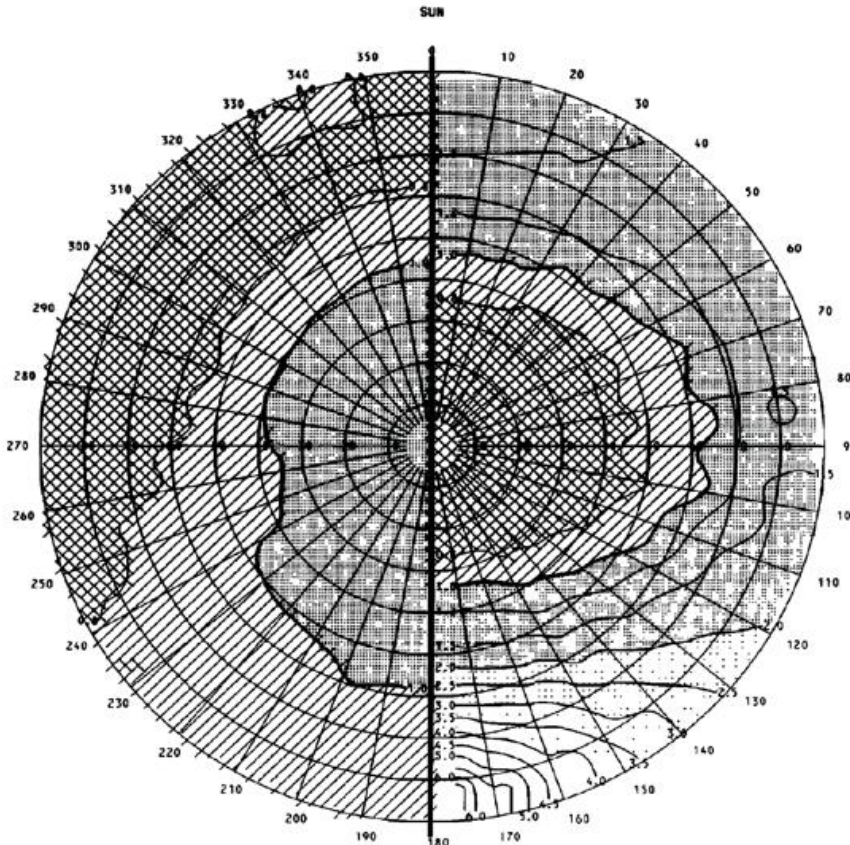


Abb. 8-3: Darstellung der Anisotropiefunktion (ADM) der reflektierten solaren breitbandigen Strahlendichte für zwei Sonnenstände (links: 0° bis 25,8°, rechts: 84,3° bis 90,0°) und mittelhohe Bewölkung (aus TAYLOR und STOWE 1984).

vollkommen bewölkt unterscheiden, während für die Oberflächenbeschaffenheit des Erdbodens fünf Klassen verwendet wurden. Nur zwei Landklassifizierungen wurden genutzt, nämlich Wüste und Land. Insgesamt ergab sich somit eine vierdimensionale Matrix von 12 x 10 x 7 x 8 Anisotropiefunktionen, wobei die letzten drei Dimensionen des Raumwinkels für den Sonnenzenit, Satellitenzenit sowie dem relativen Azimut entsprechen.

Abbildung 8-3 zeigt als Beispiel für solche ADMs die Verteilung der Anisotropiefunktionen für zwei Sonnenstände und mittelhohe Bewölkung. Es zeigte sich jedoch bald, dass diese Klassifizierung Nachteile mit sich brachte, da Inhomogenitäten an den Klassengrenzen entstanden und Artefakte in der Klimatologie der Strahlungsflussdichten auftraten (zum Beispiel BERTRAND et al. 2005).

Es bleibt aber die Abhängigkeit vom Satellitenzenitwinkel  $\theta_s$  bestehen.  $R$  ist dabei in beiden Fällen nicht nur von der Beobachtungsgeometrie, sondern auch stark von der Erdoberfläche sowie dem Typ und dem Bedeckungsgrad der Bewölkung abhängig.

Erst durch die Messungen des CERES-Instrumentes, welches in der Lage ist, alle Raumrichtungen systematisch abzutasten, konnten von LOEB et al. (2003) verbesserte Anisotropiefunktionen bestimmt werden, welche bis heute operationell zur Bestimmung der Strahlung am Oberrand der Atmosphäre verwendet werden. Diese CERES-

Einen wichtigen Schritt zur Berücksichtigung der Anisotropie machten bereits SUTTLES et al. (1988) basierend auf Beobachtungen des ERB-Instrumentes auf NIMBUS-7. Sie fassten hierbei Beobachtungen unter verschiedenen Beobachtungswinkeln zur Bestimmung der Anisotropie zusammen und berechneten mittlere Anisotropieverteilungen (englisch: **Angular Distribution Models** beziehungsweise ADMs) für 12 vordefinierte Klassen, die in Tabelle 8-1 angegeben sind. Diese Klassen wurden für die Auswertung der ERBE-Satellitenmission genutzt und bestehen aus einer Kombination von Erdoberflächentyp und Atmosphärenanteil (Wolke). Der Bedeckungsgrad wurde dabei in vier Klassen eingeteilt, welche sich von wolkenfrei bis zu

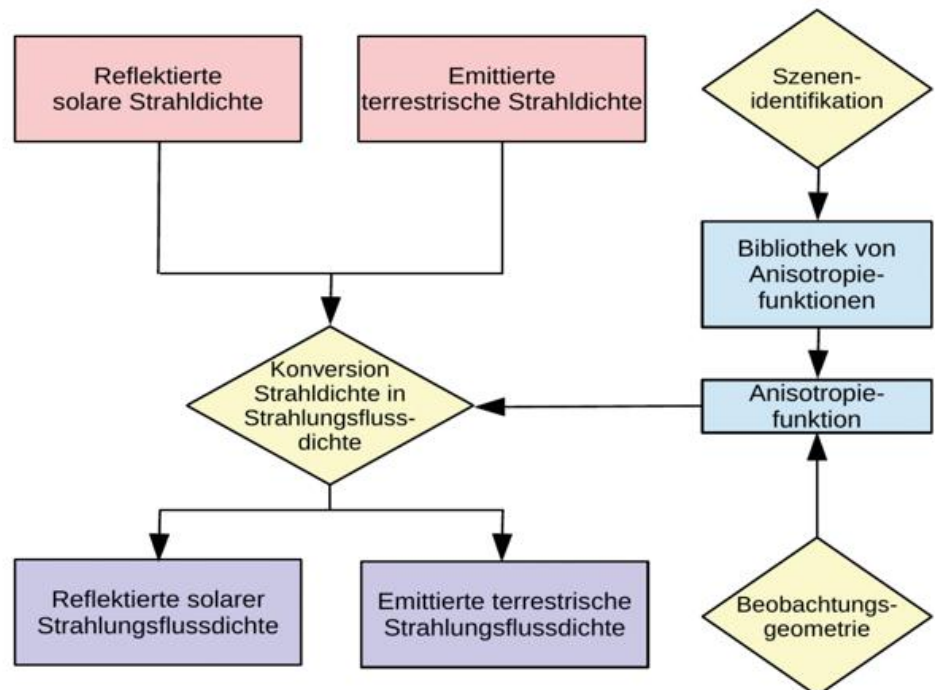


Abb. 8-4: Schematische Darstellung der Bestimmung der reflektierten solaren und der emittierten terrestrischen Strahlungsflussdichte am Oberrand der Atmosphäre.

RES TRMM ADMs wurden dabei aus den Messungen von acht Monaten mit CERES (auf dem TRMM-Satelliten) im sogenannten **Rotating Azimuth Plane Scan (RAPS)**-Modus gewonnen. Die notwendige Klassifizierung der Szenen wurde dabei auf Basis von Beobachtungen des **Visible and InfraRed Scanner (VIRS)**-Instruments durchgeführt. Der Einfluss von Wolkeneigenschaften auf die ADMs wurde hier erstmals über die Wolkenphase, wolkenoptische Tiefe und den Bedeckungsgrad berücksichtigt. Zusätzlich wurde eine Windabhängigkeit für den wolkenfreien Ozean eingeführt.

Die Bestimmung der reflektierten solaren und emittierten terrestrischen Strahlungsflussdichte wird in Abbildung 8-4 schematisch dargestellt. Zunächst muss mittels der Szenenklassifikation die zugehörige ADM bestimmt werden. Unter Berücksichtigung der Beobachtungsgeometrie wird daraus der zugehörige Anisotropiefaktor bestimmt, mit dem die beobachtete Strahldichte in die zugehörige Strahlungsflussdichte umgerechnet werden kann.

### 3.1.1 Schmal-zu-Breitband Korrektur

Die bisher vorgestellten Methoden sind auf Messungen breitbandiger Instrumente anwendbar, welche jedoch nicht immer verfügbar sind und relativ grobe räumliche Auflösungen haben. Auf den operationellen meteorologischen Satelliten (sowohl geostationären als auch polarumlaufenden) kommen jedoch seit einigen Dekaden abtastende Radiometer zum Einsatz, welche Strahldichten in mehreren schmalbandigen Kanälen messen, die unter anderem eine Wolkendetektion und Klassifikation ermöglichen. Aus diesen Beobachtungen lassen sich die breitbandige solare und terrestrische Strahldichte mit guter Genauigkeit rekonstruieren, wenn ein passender funktioneller Zusammenhang verwendet wird. Die meist deutlich höhere räumliche Auflösung solcher Instrumente verglichen mit den Strahlungsbilanzradiometern ist dabei für manche Anwendungen ein entscheidender Vorteil.

In der Literatur kommen oft lineare Ansätze (zum Beispiel LI und LEIGHTON 1992, für die **Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)**-Instrumente) oder Polynome zweiter Ordnung zum Einsatz (zum Beispiel CLERBAUX et al. 2005, für das **Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI)**-Instrument). Neben den Strahldichten verbessert die Einbeziehung der Beobachtungsgeometrie die Güte solcher Modelle. Die Koeffizienten können dabei einerseits

empirisch durch den Vergleich mit breitbandigen Radiometern bestimmt werden, so nutzen CLERBAUX et al. (2005) GERB-Beobachtungen als Referenz. Alternativ ist auch eine Bestimmung mittels Strahlungstransportsimulationen möglich.

Es ist zu berücksichtigen, dass ein solcher funktioneller Zusammenhang jeweils nur für ein Instrument gültig ist und damit bei einem Wechsel erneut angepasst werden muss, da die Koeffizienten implizit eine Abhängigkeit von der spektralen Instrumentenfunktion enthalten.

## 3.2 Die Ableitung der Strahlungsbilanz am Erdboden

### 3.2.1 Solare Komponenten

Zur Bestimmung der solaren Komponente der Strahlungsbilanz am Erdboden macht man sich die Energieerhaltung zu Nutzen. Da für eine gegebene Beobachtungsgeometrie gilt, dass die Summe des absorbierten, reflektierten und gestreuten Anteils der einfallenden solaren Strahlungsflussdichte immer Eins ergeben muss, kann man aus der gemessenen Reflektion der solaren Strahldichte am Oberrand der Atmosphäre auf die verbleibenden Anteile in der Atmosphäre und am Erdboden schließen. Eine wichtige Randbedingung ist hierbei die Reflektion am Erdboden, welche von der Bodenbedingung bestimmt wird. Auch wenn die Bodenbedingung über Land räumlich und zeitlich stark variieren kann, stehen eine Anzahl ausgereifter Datensätze zur Verfügung, die diese auf Basis von Satellitenbeobachtungen bestimmen.

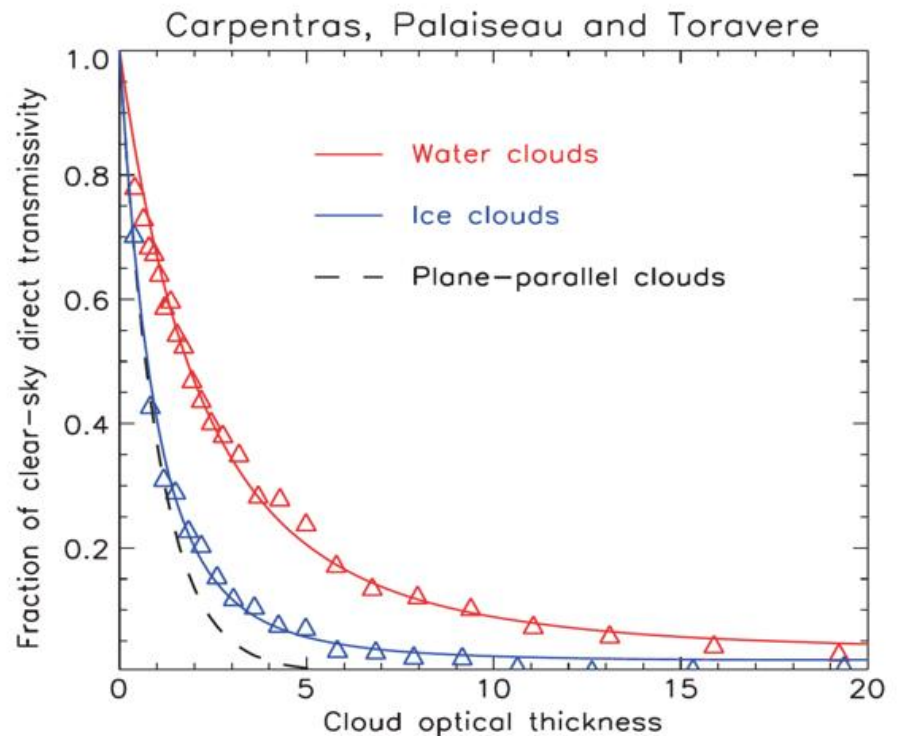


Abb. 8-5: Abhängigkeit der Transmission der direkten solaren Strahlung (y-Achse) von der mit METEOSAT-Beobachtungen abgeleiteten Wolkenoptischen Dicke (x-Achse) für Beobachtungen an den BSRN-Stationen Carpentras, Palaiseau und Toravere für Wasser- und Eiswolken, und im Vergleich zu der Annahme einer planparallelen horizontal homogenen Wolke (aus GREUELL et al. 2013).

Allgemein lassen sich die Verfahren in statistische und physikalische Methoden unterteilen. Ein weitverbreiteter statistischer Ansatz nutzt dabei den sogenannten Cloud-Index (HAMMER et al. 2003). Ein auf dem Cloud-Index basiertes, weiterentwickeltes Verfahren wird auch zur Ableitung einer Klimatologie der solaren Strahlungsflussdichte am Erdboden im Rahmen der Climate Monitoring Satellite Application Facility CM SAF verwendet (MÜLLER et al. 2015, SARAH-1/2). In HEINEMANN (2015) findet sich bereits eine ausführliche Beschreibung zur Bestimmung der solaren Einstrahlung, so dass hier nicht weiter darauf eingegangen wird.

In jüngerer Zeit wurden verstärkt Anstrengungen zur Abschätzung der direkten solaren Strahlungsflussdichte und der Sonnenscheindauer aus Satellitenbeobachtungen unternommen (zum Beispiel MÜLLER et al. 2009, GREUELL et al. 2013, KOTHE et al. 2017). Hier sei darauf hingewiesen, dass nach der aktuellen Definition der WMO die Sonnenscheindauer aus der direkten solaren Strahlungsflussdichte berechnet werden kann, wobei das Überschreiten eines Grenzwerts von  $120 \text{ Wm}^{-2}$  als Auftreten von Sonnenschein gilt. Während für die meisten Wolkentypen gilt, dass bei Wolkenabschattung der Sonne praktisch keine direkte Strahlung mehr den Erdboden erreicht, und somit im Wesentlichen das Auftreten von Wolken detektiert werden muss, ist bei semitransparenter Bewölkung wie zum Beispiel Zirkuswolken durchaus mit signifikanten Anteilen an direkter Strahlung auch in bewölkten Situationen zu rechnen. Für eine quantitative Schätzung ist hier die wolkenoptische Dicke der entscheidende Parameter. Eine weitere Komplikation tritt dadurch auf, dass für bewölkte Situationen ein erheblicher Anteil der einfallenden direkten Strahlung nicht durch Semitransparenzeffekte resultiert, sondern aus durchbrochener Bewölkung. Dies wird in Abbildung 8-5 illustriert. Hier ist zu sehen, dass die Annahme einer planparallelen Wolke bei der Ableitung der direkten Strahlung im Vergleich zu

Beobachtungen zu einer deutlichen Unterschätzung führt. Bedingt durch die im Vergleich zu den relevanten Wolkenstrukturen relativ grobe Auflösung von Satellitendaten können solche Effekte derzeit nur statistisch berücksichtigt werden (GREUELL et al. 2013). KOTHE et al. 2017 haben ein Verfahren entwickelt, welches es erlaubt, aus den 15-minütigen Messungen des geostationären Satelliten auf die Sonnenscheindauer zu schließen, und erreichen dabei im Vergleich mit den Messungen der deutschen Stationen eine Genauigkeit von etwa 1 Stunde. Das Verfahren wurde im CM SAF (www.cmsaf.eu) auf die vollständige Meteorological Satellite (METEOSAT)-Zeitreihe angewendet und zusammen mit den Strahlungsflussdichten am Erdboden als Klimatologie veröffentlicht <sup>2</sup>.

### 3.2.2 Ableitung der terrestrischen Komponenten am Erdboden

RAMANATHAN (1986) zeigte, dass sich alleine aus der terrestrischen Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre die terrestrischen Strahlungsflussdichten am Erdboden nicht ableiten lassen. Die Wolken in der Atmosphäre sorgen dafür, dass die terrestrische Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre von den Strahlungsflussdichten am Erdboden vollständig entkoppelt ist (zum Beispiel STEPHENS und WEBSTER 1984). Dies ist ein entscheidender Unterschied zu der Bestimmung der solaren Komponenten am Erdboden.

Zur Ableitung der terrestrischen Strahlungsbilanz werden Informationen über den Zustand der Atmosphäre benötigt, insbesondere das Temperatur- und Feuchteprofil. Bis zu 95 % des am Erdboden ankommenden Signals kommt aus der unteren Schicht der Atmosphäre (bis etwa 500 bis 700 hPa) und wird im bewölkten Fall sehr stark durch die Temperatur an der Wolkenunterkante beeinflusst. Ein weiterer wichtiger Faktor ist die temperatur- und feuchteabhängige Bodenemissivität von der die emittierte Strahlungsfluss-

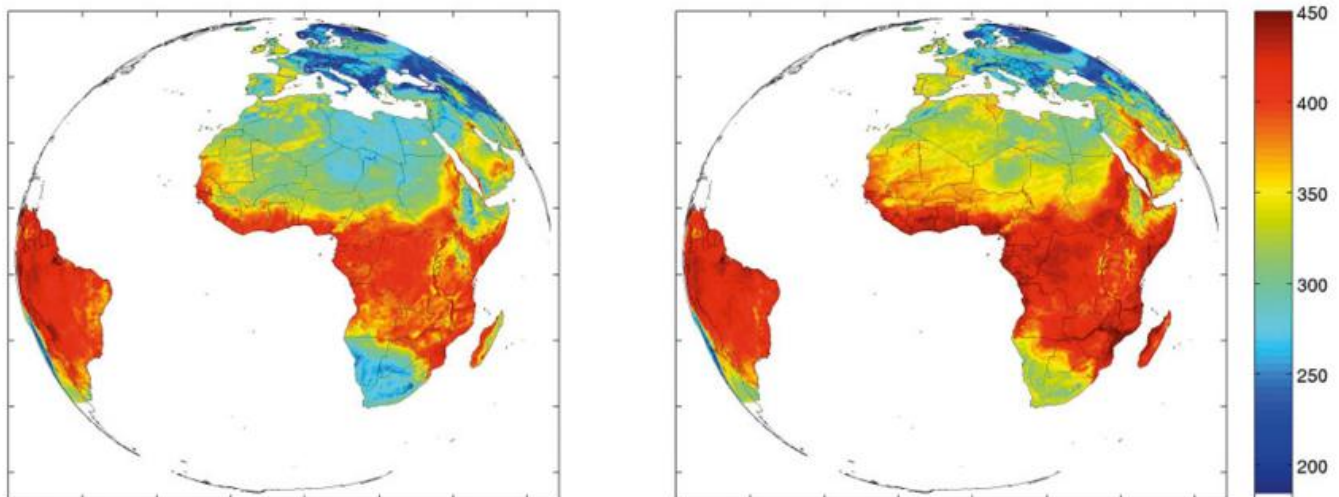


Abb. 8-6: Abwärtsgerichtete terrestrische Strahlungsflussdichte am Erdboden (in  $\text{W/m}^2$ ), basierend auf dem LSA-SAF Algorithmus für den 15. November 2011 (links) um 0 UTC und (rechts) um 12 UTC (Quelle: EUMETSAT LSA-SAF, 2013).

<sup>2</sup> Der Datensatz SARAH-2 ist verfügbar unter doi:10.5676/EUM\_SAF\_CM/SARAH/V002.

dichte des Bodens entscheidend abhängt. Häufig werden deshalb Regressionsverfahren basierend auf den meteorologischen Parametern am Boden beziehungsweise in zwei Meter Höhe zur Bestimmung der terrestrischen Strahlungskomponenten verwendet. HOLLMANN und DAMMANN (1999) geben einen umfassenden Überblick über die unterschiedlichen Methoden zur Bestimmung der terrestrischen Gegenstrahlung am Erdboden, der hier nicht wiederholt werden soll. Daher werden im Folgenden nur einige Verfahren exemplarisch vorgestellt.

Operationell werden im Rahmen des EUMETSAT Satellite Application Facility (SAF)-Netzwerks im Rahmen der Land Surface Analysis SAF (LSA SAF) aus SEVIRI-Messungen terrestrische Strahlungsflussdichten für Europa und Afrika abgeleitet und bereitgestellt ([www.lsa-saf.org](http://www.lsa-saf.org)). Das LSA SAF verwendet dabei einen hybriden Ansatz, welcher auf den Parametrierungen von PRATA (1996) und JOSEY et al. (2003) beruht. Als Eingangsparameter werden dabei die 2 m-Temperaturen, der 2 m-Taupunkt und der vertikal integrierte Gesamtwasserdampfgehalt aus den Vorhersagen des European Center for Medium Range Weather Forecast (ECMWF<sup>3</sup>)-Vorhersagemodells verwendet. Von Satellitenseite werden lediglich die Wolkeninformationen verwendet. Abbildung 8-6 zeigt ein Beispiel der terrestrischen Gegenstrahlung vom 15. November 2011 für 00 und 12 UTC, welches deutlich den Tagesgang zeigt.

Ein Datensatz mit globaler Abdeckung wird im Rahmen des Fast Longwave And Shortwave Radiative Fluxes (Flashflux, <https://flashflux.larc.nasa.gov/index.php>) -Dienstes, basierend auf CERES und Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)-Messungen, abgeleitet. Für die terrestrische Strahlung wird dabei ein Algorithmus nach GUPTA et al. (2010) verwendet. Hier wird die terrestrische Strahlungsflussdichte am Erdboden aus der effektiven Temperatur der Atmosphäre, dem Gesamtwasserdampfgehalt, dem Wolkenbedeckungsgrad und der Wolkenunterkantenhöhe berechnet. Die notwendigen Atmosphäreninformationen kommen dabei im Wesentlichen aus der Reanalyse, während die Wolkenunterkante beziehungsweise der Bedeckungsgrad mit MODIS-Beobachtungen bestimmt werden.

Auf der europäischen Seite nutzt das CM SAF für seine 35-jährige globale AVHRR basierte Klimatologie CLARA-

A2<sup>4</sup> (KARLSSON et al. 2017) einen hybriden Ansatz für die terrestrische Strahlungsbilanz am Erdboden. Zunächst werden die räumlich gröber aufgelösten Werte der European Interim Reanalysis (ERA-Interim) des ECMWF verwendet und mit den gemessenen Wolkenbedeckungsgraden skaliert, so dass es für jedes Bildelement einen Wert gibt (TRENTMANN et al. 2017). Dazu wird in einem ersten Schritt der sogenannte Wolkenkorrekturfaktor (CCF) berechnet. Der CCF ist definiert als Verhältnis der Differenz zwischen der wolkenfreien und bewölkten terrestrischen Gegenstrahlung. Dabei wird der Bedeckungsgrad aus ERA-Interim genutzt, um auf der räumlichen Auflösung von ERA-Interim (0,25° x 0,25°) für jeden Monat des Jahres einen Langzeitmittelwert zu erhalten.

Die terrestrische Gegenstrahlung für jedes Pixel des AVHRR-Instruments wird im CLARA-A2-Datensatz über den Mittelwert der wolkenfreien terrestrischen Gegenstrahlung aus ERA Interim,  $F^{T,D}_{CLR}$ , und dem ebenfalls aus ERA Interim abgeleiteten CCF berechnet:

$$F^{T,D} = F^{T,D}_{CLR} + CFC_{AVHRR} \cdot CCF = F^{T,D}_{CLR} + CFC_{AVHRR} \cdot (F^{T,D}_{ALL} - F^{T,D}_{CLR}) / (CFC_{ERA}) \quad (4)$$

In Formel 4 ist  $CFC_{AVHRR}$  der gemessene Wolkenbedeckungsgrad des CM SAF CLARA-Datensatzes. Durch diese Methode wird einerseits die räumliche Auflösung verbessert, andererseits aber die Werte von ERA-Interim auf der größeren Auflösung erhalten. In einem letzten Schritt wird der Änderung der terrestrischen Gegenstrahlung mit der Topographie Rechnung getragen und entsprechend der lokalen Höhe korrigiert.

### 3.3 Relevante klimatologische Datensätze

Tabelle 8-2 gibt einen kleinen Überblick über die unterschiedlichen Charakteristika der wichtigsten Klimatologien zur breitbandigen Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre, welche mit den unterschiedlichen breitbandigen Strahlungsbilanzinstrumenten abgeleitet wurden. Da diese Instrumente durch das Messprinzip bedingt relativ grobe Pixelgrößen von 10 x 10 km<sup>2</sup> (CERES auf den TERRA und AQUA-Satelliten), 40 x 40 km<sup>2</sup> für ERBE und ScaRaB, sowie etwa 60 x 60 km<sup>2</sup> für das GERB-Instrument auf den

Tab. 8-2: Überblick über unterschiedliche Charakteristika der wichtigsten Klimatologien zur breitbandigen Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre.

Instrument / Satellite	Parameter	Zeitraum	Abdeckung	Quelle
ERBE Instrumente	SW, LW, Budget	1982-1984	Global	NASA LaRC
ScaRaB I	SW, LW, Budget	1994-1995	Global	CNES
ScaRaB II	Ditto	1998-1999	Global	CNES
CERES Instrumente	SW, LW, Budget	2000-heute	Global	NASA LaRC
GERB-Instrument	SW, LW, Budget	2004-heute	Meteosatscheibe	EUMETSAT, CM SAF
AVHRR	OLR	1982-heute	Global	NOAA

<sup>3</sup> Auf Deutsch: Europäisches Zentrum für Mittelfrist-Wettervorhersage (EZMW).

<sup>4</sup> Der Datensatz CLARA-A2 ist verfügbar via doi:10.5676/EUM\_SAF\_CM/CLARA\_AVHRR/V002.

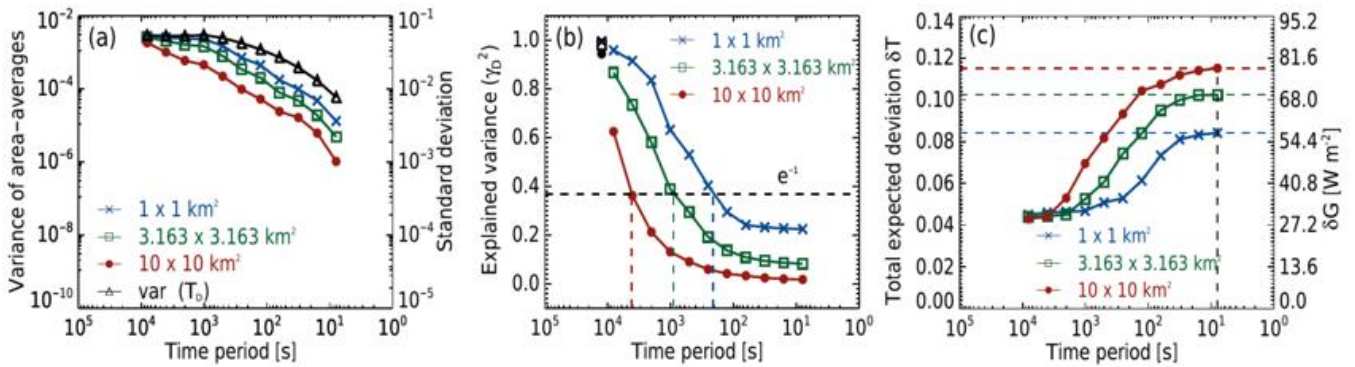


Abb. 8-7: Raumzeitliche Eigenschaften des solaren Strahlungsfeldes bestimmt aus Beobachtungen mit einem Messnetz von 99 Pyranometern bei durchbrochener Bewölkung, zur Untersuchung der Repräsentativität einer Punktmessung für Flächenmittel mit drei verschiedenen Flächengrößen. (a) Varianz der solaren Strahlungsflussdichte für Punktmessung und Flächenmittel in Abhängigkeit von der Mittelungszeit. (b) Erklärte Varianz (Quadrat des Korrelationskoeffizienten) von Punktmessung und Flächenmittel in Abhängigkeit von der Mittelungszeit. (c) Zu erwartende Abweichung zwischen Punktmessung und Flächenmittel in Abhängigkeit von der Mittelungszeit (aus MADHAVAN et al. 2017).

MSG-Satelliten haben, werden diese Klimatologien häufig auf einer räumlicher Skala von  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  bereitgestellt.

Im Rahmen einer Zusammenstellung der Klimaarbeitsgruppe der Satellitenbetreiber (Coordinating Group for Meteorological Satellites (CGMS) und dem Committee on Earth Observation Satellites (CEOS)) wurden nahezu 1000 Klimadatensätze für die unterschiedlichen meteorologischen Variablen (Global Climate Observing System (GCOS) Essential Climate Variables (ECV)) in einem Inventar erfasst, welches unter [www.climatemonitoring.info/ecvinventory](http://www.climatemonitoring.info/ecvinventory) verfügbar ist. Das Inventar beschreibt etwa 120 existierende und geplante unterschiedliche Klimatologien für die Strahlungsbilanzkomponenten am Oberrand der Atmosphäre und kann als Quelle für weitere Informationen dienen.

#### 4 Raumzeitlich hochaufgelöste Betrachtungen sowie Vergleichbarkeit von Satelliten- und Bodenbeobachtungen

Neben der Bestimmung von klimatologischen Mittelwerten rückt in der aktuellen Forschung und in operationellen Anwendungen zunehmend der Aspekt einer hochaufgelösten raumzeitlichen Betrachtung der Strahlungsbilanzgrößen und der einzelnen Strahlungsflussdichten in den Vordergrund. Hier sind unter anderem die Assimilation von Satellitendaten in Wettervorhersagemodelle, die Ertragsprognose für Solarkraftwerke (siehe auch HEINEMANN 2015, zur Energiemeteorologie), die Agrarmeteorologie, sowie die prozessorientierte Evaluierung von atmosphärischen Modellen als Beispiele zu nennen. Gerade für letztere Anwendung ist die simultane Verfügbarkeit von Wolkeneigenschaften und den resultierenden Strahlungsgrößen für die wissenschaftliche Auswertung vorteilhaft. Diesen Anwendungen ist weitgehend gemein, dass vor allem die Strahlungsflussdichten am Erdboden von Interesse sind.

Zu diesem Zwecke kommen meist geostationäre Satellitenbeobachtungen aufgrund ihrer hohen zeitlichen Auf-

lösung mit Bildwiederholraten von aktuell 5 bis 15 Minuten zum Einsatz. Die zeitliche Auflösung wird sich in der Zukunft weiter verbessern, zum Beispiel bei der dritten Generation von METEOSAT nochmals auf 2,5 Minuten. Während die aktuellen geostationären Satelliteninstrumente dabei eine Pixelauflösung im Nadir von 3 km erzielen, wird sich diese zukünftig bis auf 500 m erhöhen. Doch besitzen bereits die aktuellen METEOSAT-Second-Generation-Satelliten einen hochaufgelösten breitbandigen sichtbaren Kanal mit  $1 \times 1 \text{ km}^2$  Auflösung im Nadir (HRV, beziehungsweise High-Resolution Visible Channel genannt), der eine erste Abschätzung der hieraus erzielbaren Verbesserungen ermöglicht. DENEKE und ROEBELING (2010) demonstrierten, dass dieser Kanal genutzt werden kann, um die räumliche Auflösung der schmalbandigen solaren spektralen Kanäle zu verbessern, indem mittels eines Filters die räumlich hochfrequenten Anteile der HRV-Beobachtungen bestimmt und zu den  $0,6$  beziehungsweise  $0,8 \mu\text{m}$  Kanälen hinzugefügt werden können. Ebenso kann der HRV-Kanal für eine verbesserte Detektion von kleinskaligen Wolken genutzt werden (BLEY und DENEKE 2013). Der Zugewinn in Auflösung ist insbesondere in Situationen mit flachen konvektiven Wolken äußerst wichtig, die oft durchbrochen und räumlich sehr variabel sind.

Trotz dieser technischen Verbesserungen bleibt das grundlegende Problem, dass die von Satelliten am Oberrand der Atmosphäre beobachteten Strahlungsgrößen nicht eindeutig mit den Strahlungsflussdichten am Erdboden in Bezug gesetzt werden können. Nimmt man in operationellen Auswertelgorithmen von Satellitendaten meist an, dass die Atmosphäre horizontal homogen ist, das heißt nutzt 1D-Säulenmodelle für Strahlungstransportsimulationen, so ist diese Annahme in der Realität keineswegs erfüllt. In bewölkten Situationen und insbesondere bei durchbrochener Bewölkung spielen dabei 3D-Strahlungseffekte eine wichtige Rolle (zum Beispiel MACKE et al. 1999). Ebenso ist zu bedenken, dass Messungen am Boden oft Punktmessungen entsprechen, die nur bedingt repräsentativ für größere Flächen wie Modellgitterboxen oder Satellitenpi-

sel sind. Diese Effekte begrenzen fundamental die erzielbare Genauigkeit von satellitenbasierten Strahlungsprodukten, und können bestenfalls durch statistische Informationen über die zu erwartenden Abweichungen berücksichtigt werden.

BARKER und LI (1999) wiesen darauf hin, dass eine Vernachlässigung von 3D-Effekten zu einer Überschätzung der Absorption von solarer Strahlung in der Atmosphäre und somit einer Unterschätzung der solaren Strahlungsflussdichten am Erdboden führen kann. Dies resultiert aus der Tatsache, dass selbst für Stundenmittel der Zusammenhang von Reflektion und Transmission erheblich von dem mit einem 1D-Strahlungsmodell abgeleiteten abweichen kann. DENEKE et al. (2009) nutzten eine Wavelet-Analyse zur Untersuchung von Boden- und Satellitenzeitserien der transmittierten globalen Strahlungsflussdichten und der reflektierten Strahlungsflussdichte bei  $0,6 \mu\text{m}$  und zeigten, dass sich kurzfristige Fluktuationen in der Strahlungsflussdichte am Erdboden nicht in den Satellitenbeobachtungen wiederfinden lassen. Erst ab Perioden von 20 bis 40 Minuten ist eine statistisch signifikante Korrelation zu beobachten. Basierend auf diesen Ergebnissen empfahlen sie, Bodendaten vor dem Vergleich mit Satellitendaten entsprechend zu glätten. Um solche Effekte genauer zu untersuchen, wurde im Rahmen der HOPE-Messkampagne ein autonomes Pyranometermessnetz mit 99 Pyranometern betrieben (siehe MACKE et al. 2017). Dieses wurde genutzt, um die Solarstrahlung in einer Region von etwa  $8 \times 12 \text{ km}^2$  räumlich und zeitlich hochaufgelöst zu erfassen. Eine Wavelet-Analyse dieser Daten legte nahe (MADHAVAN et al. 2017), dass es alleine aufgrund des Vergleichs von Punktmessungen mit Flächenmitteln in Situationen mit durchbrochener Bewölkung zu erheblichen Abweichungen bis zu  $80 \text{ Wm}^{-2}$  kommen kann. Die Ursachen hierfür werden in Abbildung 8-7 illustriert. Hier ist insbesondere zu erkennen, dass Punktmessungen für kurze Mittelungszeiten gegenüber Flächenmitteln eine erheblich höhere Variabilität aufweisen, aber auch dass die Korrelation zwischen einer Punktmessung und einem Flächenmittel teils sehr gering sein kann.

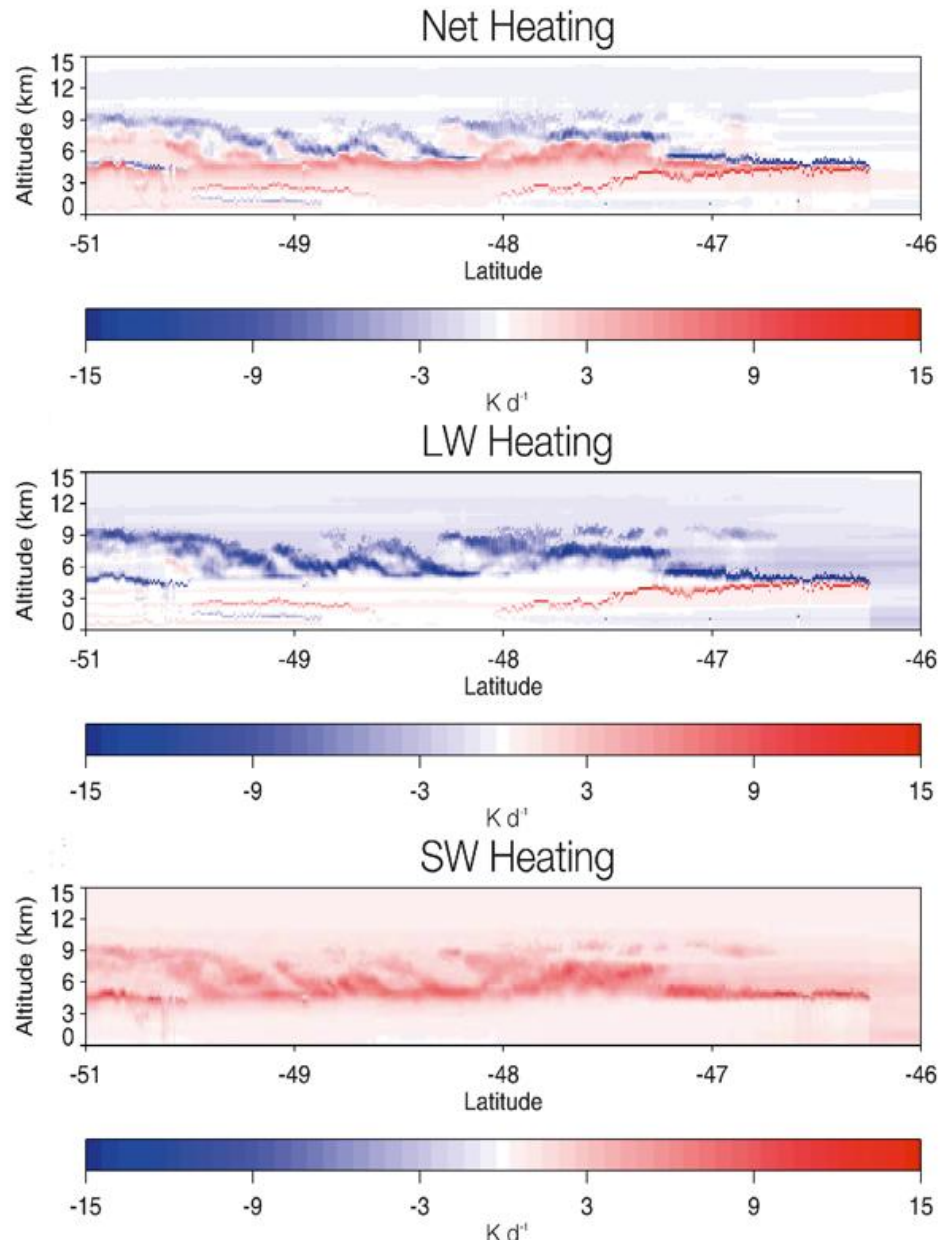


Abb. 8-8: Vertikal aufgelöste gesamte (Net, oben), terrestrische (LW, Mitte) und solare (SW, unten) Heizraten der Atmosphäre berechnet für ein 500 km langes Segment der Umlaufbahn von Cloudsat am 5. November 2006 (aus L'ECUYER et al. 2008).

Ein Vergleich dieser Daten mit korrespondierenden Satellitenbeobachtungen des METEOSAT-Satelliten steht aktuell noch aus. Letztlich kann nur ein solcher Vergleich zeigen, welchen Mehrwert eine verbesserte räumliche und zeitliche Auflösung von zukünftigen geostationären Satelliten für die Bestimmung der Strahlungsflussdichten am Erdboden tatsächlich bietet.

## 5 Vertikal aufgelöste Beobachtungen

Aufgrund der starken vertikalen Schichtung der Atmosphäre und insbesondere des Auftretens von sehr unterschiedlichen Typen von Wolken in den verschiedenen atmosphärischen Stockwerken ist eine vertikal aufgelöste Betrachtung der Strahlungsflussdichten und der atmosphärischen Heizraten von hohem wissenschaftlichem

Interesse. Eine wichtige Motivation ist insbesondere, den Einfluss von Wolken und anderen atmosphärischen Komponenten auf die Strahlungsbilanz inklusive der zugrundeliegenden Prozesse und Wechselwirkungen besser zu verstehen.

Hierzu liefert die erfolgreiche A-Train-Satellitenkonstellation, ein internationaler Verbund von mehreren Erdbeobachtungssatelliten (siehe auch HÜNERBEIN et al. 2011), seit Beginn des 21. Jahrhunderts einen wichtigen Beitrag. Durch die synergetische Kombination unterschiedlicher Messungen unter Einbeziehung von aktiven Fernerkundungsmethoden konnte die vertikale Dimension erstmals im Detail erschlossen werden. Unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Beobachtungsgeometrien und -eigenschaften war es dadurch möglich, einen globalen Datensatz von Wolken-, Aerosol- und Strahlungsprofilen zu erstellen, der die Beobachtungen der Instrumente CERES, MODIS, Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) und Cloudsat des A-Train nutzt (SUN-MACK et al. 2007). Verbesserungen gegenüber allein auf passiven Beobachtungen basierenden Datensätzen resultieren insbesondere aus der genaueren Information zur vertikalen Position der Wolken und ihrer thermodynamischen Phase (flüssige oder Eisphase). Die Kombination dieser Messungen ermöglichte außerdem erstmals eine explizite Ableitung der terrestrischen Strahlungsflussdichten am Erdboden sowie von Vertikalprofilen der Strahlungsflussdichten und Heizraten innerhalb der Atmosphäre.

Die Messungen der beiden aktiven Instrumente tragen dabei insbesondere zu folgenden Aspekten bei:

- Die Höhe der Wolkenunterkante kann direkt aus den Beobachtungen von Cloudsat bestimmt werden, dadurch lässt sich die abwärts gerichtete terrestrische Strahlungsflussdichte genauer abschätzen.
- Das Auftreten von Mehrschichtbewölkung kann in den Profildaten erkannt werden.
- Es ist eine präzisere Bestimmung der thermodynamischen Phase der Wolkenpartikel möglich.
- Aktive Fernerkundungsinstrumente erlauben auch in der Nacht und in den Polarregionen eine genaue Wolkenerkennung, im Gegensatz zu passiven Satelliteninstrumenten, deren Produkte unter diesen Bedingungen höhere Unsicherheiten aufweisen.
- Es ist eine genaue Bestimmung der Wolkenoberkantenhöhe möglich, wodurch zum Beispiel das Auftreten von semitransparenten Wolken erkannt und deren Emissivität bestimmt werden kann. Dies erlaubt somit eine genauere Ableitung von Wolkeneigenschaften.

Durch die Verfügbarkeit der vertikal aufgelösten Wolkeneigenschaften ist es möglich, Vertikalprofile der Strahlungsflussdichten und Heizraten mit einem Strahlungstransportmodell explizit zu berechnen. Abbildung 8-8 zeigt hier die solaren, terrestrischen und gesamten (Netto-) Heizraten, basierend auf einem der Cloudsat-Produkte (L'ECUYER et al. 2008).

KATO et al. (2011) untersuchten die Unterschiede in den resultierenden Strahlungsflussdichten, wenn einerseits nur aus (passiven) MODIS-Messungen abgeleitete Wolkenprodukte und andererseits aktive Fernerkundungsbeobachtungen mit einbezogen wurden. Hierbei zeigte sich dass die am Oberrand der Atmosphäre reflektierte solare Strahlungsflussdichte geringer und die aufwärtsgerichtete terrestrische Strahlungsflussdichte höher ausfiel als mit den nur auf passiven Messungen basierten Rechnungen. Um die Unterschiede bewerten zu können, wurden die berechneten Strahlungsgrößen mit Satellitenmessungen von CERES und mit Bodenmessungen verglichen. Dabei ergab sich, dass die auf aktiven Fernerkundungsdaten basierenden Strahlungsgrößen genauer sind und ein konsistenteres Bild ergeben. Die Verbesserungen resultieren dabei hauptsächlich auf einer verbesserten Beschreibung der vertikalen Struktur von Wolken und der Erfassung von optisch dünnen Wolken.

Die räumliche Abdeckung der aktiven Instrumente ist jedoch aufgrund ihres schmalen Beobachtungsbereichs stark limitiert. Um diese Beschränkung zu adressieren, entwickelten BARKER et al. (2011) einen Algorithmus zur 3D-Szenenrekonstruktion, um die Information der aktiven Instrumente in den breiten Beobachtungsbereich von einem passiven Instrument (zum Beispiel MODIS) zu übertragen. Die Genauigkeit der abgeleiteten solaren Strahlungsflussdichten konnten mit Hilfe dieser Szenenrekonstruktion signifikant verbessert werden (HAM et al. 2014). Insbesondere für kleinräumige Wolkentypen wie Stratokumulus und Kumulus war eine eindeutige Verbesserung der abwärts gerichteten Strahlungsflussdichten am Erdboden feststellbar.

Ein weiterer wichtiger Aspekt ist die Relevanz von 3D-Strahlungseffekten für die Strahlungsschließung. Hierzu können die gemessenen Strahlungsflussdichten mit den aus 3D-Monte Carlo-Strahlungstransportmodellen berechneten Strahlungsflussdichten verglichen werden, wobei die Messungen von den passiven und aktiven Instrumenten kombiniert und als Eingangsdaten für die Strahlungstransportberechnungen genutzt werden. Diese Idee liegt auch der an die erfolgreiche A-Train-Mission anknüpfenden europäisch-japanische EarthCARE-Mission zu Grunde (ILLINGWORTH et al. 2015), deren Ziel es ist, Wolken- und Aerosoleigenschaften hinreichend genau abzuleiten, um mit ihnen eine Strahlungsschließung mit einer Genauigkeit von  $10 \text{ Wm}^{-2}$  im Vergleich zu den Messungen mit dem breitbandigen Radiometer zu erzielen. Mit dem für das Jahr 2020 geplanten Start dieses Satelliten, werden erstmals ein Radar und ein Lidar auf derselben Plattform in Kombination mit zwei passiven Radiometern zum Einsatz kommen. Drei Jahre lang soll EarthCARE seine Messungen von einer polaren Umlaufbahn in 393 Kilometern Höhe vornehmen.

Insbesondere die aktiven Instrumente von EarthCARE stellen einen erheblichen technologischen Fortschritt gegenüber dem A-Train dar. Das Lidar ATLID ist ein so

genanntes „High Spectral Resolution“-Lidar (HSRL), also ein spektral hochauflösendes Lidar. Ein Interferometer ermöglicht die Trennung des durch den Dopplereffekt verbreiterten Rayleighstreuungsspektrums vom schmalen Partikelrückstreuungsspektrum (Moleküle bewegen sich viel schneller als Partikel) und somit die Bestimmung der atmosphärischen Extinktion. Das Wolkenradar von EarthCARE misst genauso wie das von CloudSat bei einer Frequenz von 94 GHz, ist aber als erstes Weltraumradar in der Lage, die Dopplerverschiebung der Radarpulse aufzunehmen, die zusätzliche Information über die Vertikalgeschwindigkeit der streuenden Hydrometeore enthält. Auf diese Weise lassen sich konvektive Bewegungen in Wolken studieren oder Sedimentationsgeschwindigkeit fallender Kristalle und Wolkentropfen, und damit auch Niederschlagsraten, bestimmen.

Der Multi-Spectral-Imager ermöglicht zusätzlich zu den aktiven Systemen die Charakterisierung der Atmosphäre durch ein horizontales, 150 km breites Abbild von Wolken- und Aerosoleigenschaften.

Das zweite passive System ist das Breitbandradiometer (BBR), welches die Strahlungsflussdichten am Oberrand der Atmosphäre erfasst und somit die Charakterisierung des Strahlungsfeldes komplettiert. Das BBR-Instrument ist dabei ein zweikanaliges Radiometer: Der eine Kanal ist für die Messungen der solaren Strahlungsintensität im Bereich 0,25 bis 4,0  $\mu\text{m}$  konstruiert worden. Der andere Kanal misst die gesamte von der Erde ausgesandte Strahlung im Bereich von 0,25 bis 50  $\mu\text{m}$ . Aus der Differenz der beiden Kanäle wird die von der Erde ausgesandte terrestrische Strahlungsflussdichte berechnet. Das Instrument misst in drei Beobachtungsgeometrien vorwärts (+50°), rückwärts (-50°) und im Nadir-Blickwinkel, und hat eine räumliche Auflösung von 10 x 10  $\text{km}^2$ .

Die Beobachtungsgeometrie der vier Instrumente ist genau aufeinander abgestimmt. Damit werden komplexe synergetische Verfahren möglich, die auf der direkten Zusammenführung der von verschiedenen Instrumenten im gleichen Volumen gemessenen Signale beruhen, um beispielsweise Wolkeneigenschaften mittels Radar, Lidar und dem abbildenden Spektrometer zu bestimmen und in Bezug zu den Strahlungsflüssen am Oberrand der Atmosphäre zu setzen.

## 6 Zusammenfassung und Ausblick

Dieser Aufsatz gibt eine Übersicht über die historische Entwicklung unseres wissenschaftlichen Kenntnisstands zum Thema der Strahlungsbilanz der Erde, und erläutert die zu ihrer Bestimmung verwendeten Instrumente und Methoden. Auch wenn Meteorologen bereits frühzeitig die Bedeutung der Strahlungsbilanz für das Klimasystem der Erde erkannt haben, ist eine genaue Bestimmung der zugrundeliegenden Strahlungsflussdichten mit räumlich hoher Auflösung und globaler Abdeckung nur von Satelliten

aus möglich, und konnte somit erst seit dem Beginn des Satellitenzeitalters realisiert werden.

Seit dem ersten erfolgreichen Start eines Strahlungsbilanzinstruments auf einem Satelliten im Jahre 1959 wurden in einer raschen Abfolge die Instrumente und Methoden verbessert, und ermöglichten es uns zum aktuellen Zeitpunkt, die der Strahlungsbilanz zugrundeliegenden Strahlungsflussdichten am Oberrand der Atmosphäre mit hoher Genauigkeit zu bestimmen. Gleichzeitig stehen inzwischen ausgereifte Methoden zur Ableitung der Strahlungsflussdichten am Erdboden aus denselben Satellitenbeobachtungen zur Verfügung. Kontinuierliche Messungen – seit 1978 für die Solarkonstante, und seit 1984 für die am Oberrand der Atmosphäre reflektierte Solar- beziehungsweise ausgehende Infrarotstrahlung – erlauben, kurz- und langfristige Änderungen in den Strahlungsflussdichten zu detektieren und mit den zugrundeliegenden Veränderungen im Klimasystem in Zusammenhang zu bringen. Dies ist insbesondere für unser Verständnis der Wirkmechanismen des menschenverursachten Klimawandels von hoher Bedeutung. Gemäß der aktuellen Publikation von DEWITTE und CLERBAUX (2017) beträgt nach derzeitigem Kenntnisstand die terrestrische Ausstrahlung  $238 \text{ Wm}^{-2}$ , die Solarkonstante  $1362 \text{ Wm}^{-2}$  und die planetare Albedo 29,8 % am Oberrand der Atmosphäre.

Neben klimatologischen Mittelwerten werden in gegenwärtigen wissenschaftlichen und kommerziellen Anwendungen zunehmend räumlich und zeitlich hochaufgelöste Datensätze der Strahlungsflussdichten benötigt. Hier spielen einerseits geostationäre und andererseits multispektrale schmalbandige Instrumente eine wichtige Rolle, die auch eine gleichzeitige Bestimmung von Aerosol- und Wolkeneigenschaften ermöglichen. Eine wichtige Nutzung der Daten ist hierbei die Evaluierung hochaufgelöster atmosphärischer Modelle, insbesondere im Hinblick auf die Repräsentation von Wolken und ihrer Strahlungswirkung. Für die nahe Zukunft stehen weitere Verbesserungen in der raumzeitlichen Auflösung einerseits durch den Start der dritten Generation von METEOSAT sowie weiterer geostationärer Satelliten und andererseits durch verbesserte polumlaufernde Satelliten wie Meteorological Operational Polar Satellite of EUMETSAT (METOP) Second Generation der Europäer und dem Joint Polar Satellite System (JPSS) der Vereinigten Staaten von Amerika unmittelbar bevor.

Ein noch relativ neues Forschungsfeld ist die Nutzung von aktiven Satelliteninstrumenten in Kombination mit passiven Beobachtungen zur Erkundung der vertikalen Abhängigkeit der Strahlungsbilanzgrößen, und zur Verbesserung unseres Verständnisses der Strahlungswirkung von Wolken und Aerosolen. Hier liefert die A-Train-Satellitenkonstellation seit 2005 Beobachtungen, deren Verfügbarkeit zwischenzeitlich zu einer Vielzahl von wissenschaftlichen Veröffentlichungen geführt hat. Mit dem für das Jahr 2020 geplanten Start der europäisch-japanischen EarthCARE-

Mission werden weitere in etlichen Aspekten verbesserte Messungen zur Verfügung stehen.

Im Gegensatz zu den vorgenannten positiven Perspektiven sind die Zukunftsaussichten im Hinblick auf hochgenaue breitbandige Strahlungsbilanzbeobachtungen derzeit völlig ungewiss. Hier sei noch einmal darauf hingewiesen, dass das Ungleichgewicht in der Energiebilanz der Erde eine wichtige Metrik für den Klimawandel darstellt (SCHUCKMANN et al. 2016), und nur mit hinreichend genauen Beobachtungen bestimmt werden kann.

So wird es weder ein Nachfolgeinstrument für GERB auf der dritten Generation der geostationären METEOSAT-Satelliten noch wie zunächst geplant ein breitbandiges Radiometer auf der zweiten Generation der polumlaufernden METOP-Satelliten geben. Die damit einhergehende Abhängigkeit von Instrumenten auf US-amerikanischen Satelliten hat sich in jüngster Zeit als ungünstig erwiesen. Die Entwicklung des Nachfolgeinstruments von CERES, dem sogenannten **Radiation Budget Instrument (RBI)**, wird aufgrund von technischen und Kostengründen als

problematisch eingestuft. Daher ist aktuell die Kontinuität unserer Beobachtungen der breitbandigen Strahlungsbilanz nach Ablauf der Lebensdauer des ersten JPSS-Satelliten, auf dem letztmalig ein CERES-Instrument zum Einsatz kommen wird, gegenwärtig nicht gewährleistet (sieben Jahre ab dem für das Jahr 2021 geplanten Start).

Auch die Umsetzung einer weiteren Satellitenmission, der **Climate Absolute Radiance and Refractivity Observatory (CLARREO)**-Mission, welche neue Einsichten in einen weiteren Aspekt der atmosphärischen Strahlungsbilanz ermöglichen soll, ist aktuell nicht gesichert. Sie soll unter anderem hochgenaue spektral aufgelöste Messungen der solaren und infraroten Strahldichten liefern, was insbesondere im Hinblick auf eine verbesserte Kalibrierung aktueller multispektraler Satelliteninstrumente von hoher Bedeutung ist und deren Rückführung auf etablierte Referenzstandards erlauben würde. Es bleibt zu hoffen, dass die internationale wissenschaftliche Gemeinschaft eine unterbrechungsfreie Fortsetzung der breitbandigen Strahlungsbilanzbeobachtungen sicherstellen kann und die Ziele von CLARREO tatsächlich bald umgesetzt werden.

#### Erläuterung der im Text verwendeten Akronyme und Abkürzungen

ADM	Angular Distribution Model
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BBR	Broadband Radiometer
BSRN	Baseline Surface Radiation Network
CALIOP	Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
CEOS	Committee on Earth Observation Satellites
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
CGMS	Coordinating Group for Meteorological Satellites
CLARREO	Climate Absolute Radiance and Refractivity Observatory
CM SAF	EUMETSAT Climate Monitoring Satellite Application Facility
EarthCARE	Earth Clouds, Aerosol and Radiation Explorer
ECMWF	European Center for Medium Range Weather Forecasts
ECV	Essential Climate Variables
ERB	Earth Radiation Budget
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
ERA Interim	European Reanalysis (ERA)-Interim
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
Flashflux	Fast Longwave And Shortwave Radiative Fluxes
GERB	Geostationary Earth Radiation Budget
GCOS	Global Climate Observing System
HSRL	High Spectral Resolution Lidar
JAXA	Japanische Raumfahrtagentur
JPSS	Joint Polar Satellite System
LSA SAF	EUMETSAT Land Surface Analysis Satellite Applications Facility
METEOSAT	Meteorological Satellites (operated by EUMETSAT)
MetOp	Meteorological Operational Polar Satellite of EUMETSAT
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MSG	Meteosat Second Generation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
SAF	Satellite Application Facility
ScaRaB	Scanner for Earth Radiation Budget

SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
RAPS	Rotating Azimuth Plane Scan
RBI	Radiation Budget Instrument
Suomi NPP	NPOESS (National Polar-orbiting Operational Environmental Satellite System) Preparatory Project (NPP)
TIROS	Television and Infrared Observation Satellite
TSIS	Total and Spectral Solar Irradiance Sensor
TRMM	Tropical Rainfall Measurement Mission
VIRS	Visible and InfraRed Scanner
WFOV	Wide Field of View Instrument

## Literatur

- ABBOT, C.G., FOWLE, F.E., 1908a: Radiation and terrestrial temperature. *Ann. Astrophys. Obs. Smithsonian Inst* **2**.
- ABBOT, C.G., FOWLE, F.E., 1908b: Determination of the intensity of the solar radiation outside the earth's atmosphere, otherwise termed „the Solar Constant of Radiation“. *Ann. Astrophys. Obs. Smithsonian Inst* **2**.
- BARKER, H.W., LI, Z., 1997: Interpreting shortwave albedo transmittance plots: True or apparent anomalous absorption? *Geophysical Research Letters* **24**,16, 2023-2026.
- BARKER, H.W., JERG, M.P., WEHR, T., KATO, S., DONOVAN, D.P., HOGAN, R.J., 2011: A 3D cloud construction algorithm for the EarthCARE satellite mission. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **137**, 657, 1042-1058.
- BARKSTROM, B.R., et al., 1984: The earth radiation budget experiment (ERBE). *Bulletin of the American Meteorological Society* **65**,11, 1170-1185.
- BARKSTROM, B.R., HARRISON, E., SMITH, G., GREEN, R., KIBLER, J., CESS, R., 1989: Earth radiation budget experiment (ERBE) archival and April 1985 results. *Bulletin of the American Meteorological Society* **70**, 10, 1254-1262.
- BERTRAND, C., CLERBAUX, N., IPE, A., DEWITTE, S., GONZALEZ, L., 2005: Angular distribution models, anisotropic correction factors, and mixed clear-scene types: a sensitivity study. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **43**,1, 92-102.
- BLEY, S., DENEKE, H., 2013: A threshold-based cloud mask for the high-resolution visible channel of Meteosat Second Generation SEVIRI. *Atmospheric Measurement Techniques* **6**, 10, 2713-2723.
- BOLLE, H.J., MÖLLER, F., LONDON, J., 2008: International radiation commissions 1896 to 2008: Research into atmospheric radiation from IMO to IAMAS (Vol. 1). *IAMAS*.
- CLERBAUX, N., BERTRAND, C., CAPRION, D., DEPAEPE, B., DEWITTE, S., GONZALEZ, L. AND IPE, A., 2005: Narrowband-to-broadband conversions for SEVIRI. In: Proceedings of the 2005 *EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, Dubrovnik*, 351-357.
- DARNELL, W.L., GUPTA, S.K., STAYLOR, W.F., 1983: Downward longwave radiation at the surface from satellite measurements. *Journal of Climate and Applied Meteorology* **22**, 11, 1956-1960.
- DARRIGOL, O., 2012: A history of optics from Greek antiquity to the nineteenth century. *Oxford University Press, Oxford*, 334 pp.
- DENEKE, H.M., KNAP, W.H., SIMMER, C., 2009: Multi-resolution analysis of the temporal variance and correlation of transmittance and reflectance of an atmospheric column. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **114**(D17).
- DENEKE, H.M., ROEBELING, R.A., 2010: Downscaling of METEOSAT SEVIRI 0.6 and 0.8  $\mu\text{m}$  channel radiances utilizing the high-resolution visible channel. *Atmospheric Chemistry and Physics* **10**, 20, 9761-9772.
- DEWITTE, S., CLERBAUX, N., 2017: Measurement of the Earth Radiation Budget at the Top of the Atmosphere - A Review. *Remote Sensing* **9**, 1143, doi: 10.3390/rs9111143.
- DINES, W.H., 1917: The heat balance of the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **43**, 182, 151-158.
- GREUELL, W., MEIRINK, J.F., WANG, P., 2013: Retrieval and validation of global, direct, and diffuse irradiance derived from SEVIRI satellite observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **118**, 5, 2340-2361.
- GUPTA, S.K., KRATZ, D.P., STACKHOUSE JR, P.W., WILBER, A.C., ZHANG, T., SOTHCOTT, V.E., 2010: Improvement of surface longwave flux algorithms used in CERES processing. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **49**, 7, 1579-1589.
- HAM, S.H., KATO, S., BARKER, H.W., ROSE, F.G., SUN-MACK, S., 2014: Effects of 3D clouds on atmospheric transmission of solar radiation: Cloud type dependencies inferred from A-train satellite data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **119**, 2, 943-963.
- HAMMER, A., HEINEMANN, D., HOYER, C., KUHLEMANN, R., LORENZ, E., MÜLLER, R., BEYER, H.G., 2003: Solar energy assessment using remote sensing technologies. *Remote Sensing of Environment* **86**, 3, 423-432.
- HARRIES, J.E., et al., 2005: The geostationary earth radiation budget project. *Bulletin of the American Meteorological Society* **86**, 7, 945-960.
- HEINEMANN, D. (ed.), 2015: Meteorologische Aspekte der Nutzung erneuerbarer Energien. *Promet* **39**, 3/4, Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Deutschland.
- HOLLMANN, R., DAMMANN, K., 1999: Literaturstu-

- die über Verfahren zur Bestimmung der Strahlungsbilanz am Erdboden aus Satellitendaten. *GKSS Bericht* 99/E/15, 61 S.
- HOUSE, F.B., GRUBER, A., HUNT, G., MECHERIKUNNEL, A.T., 1986: History of satellite missions and measurements of the Earth Radiation Budget (1957-1984). *Reviews of Geophysics* 24, 2, 357-377.
- HÜNERBEIN, A., WANDINGER, U., BERGER, F.H., 2011: Die neue Generation von Satellitenmissionen zur vertikal aufgelösten Messung von Wolken und Aerosol. *Promet „Fernmessung von Wasserdampf und Wolken“* 36, 3/4, 169-179.
- HUNT, G.E., KANDEL, R., MECHERIKUNNEL, A.T., 1986: A history of presatellite investigations of the Earth's radiation budget. *Reviews of Geophysics* 24, 2, 351-356.
- ILLINGWORTH, A.J., et al., 2015: The EarthCARE Satellite: The Next Step Forward in Global Measurements of Clouds, Aerosols, Precipitation and Radiation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 96, 1311-1332, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00227.1>
- JOSEY, S.A., PASCAL, R.W., TAYLOR, P.K., YELLAND, M.J., 2003: A New Formula For Determining the Atmospheric Longwave Flux at Ocean Surface at Mid-High Latitudes. *Journal of Geophysical Research - Oceans* 108, doi:10.1029/2002JC00141.1418.
- KANDEL, R., VIOLLIER, M., RABERANTO, P., DUVEL, J.P., PAKHOMOV, L.A., GOLOVKO, V.A., TRISHCHENKO, A.P., MUELLER, J., RASCHKE, E., STUHLMANN, R., Scientific Working Group, I.S.R.B., 1998: The ScaRaB earth radiation budget dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society* 79, 5, 765-783.
- KARLSSON, K.-G., ANTTILA, K., TRENTMANN, J., STENGEL, M., FOKKE MEIRINK, J., DEVASTHALE, A., HANSCHMANN, T., KOTHE, S., JÄÄSKELÄINEN, E., SEDLAR, J., BENAS, N., VAN ZADELHOFF, G.-J., SCHLUNDT, C., STEIN, D., FINKENSIEPER, S., HÅKANSSON, N., HOLLMANN, R., 2017: CLARA-A2: the second edition of the CM SAF cloud and radiation data record from 34 years of global AVHRR data. *Atmos. Chem. Phys.* 17, 5809-5828, <https://doi.org/10.5194/acp-17-5809-2017>.
- KATO, S., et al., 2011: Improvements of top-of-atmosphere and surface irradiance computations with CALIPSO-, CloudSat-, and MODIS-derived cloud and aerosol properties. *J. Geophys. Res.* 116, D19 209, doi:10.1029/2011JD016050.
- KOTHE, S., PFEIFROTH, U., CREMER, R., TRENTMANN, J., HOLLMANN, R., 2017: A Satellite-Based Sunshine Duration Climate Data Record for Europe and Africa. *Remote Sensing* 9, 5, 429.
- L'ECUYER, T.S., WOOD, N.B., HALADAY, T., STEPHENS, G.L., STACKHOUSE, P.W., 2008: Impact of clouds on atmospheric heating based on the R04 CloudSat fluxes and heating rates data set. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 113, D8.
- LI, Z., LEIGHTON, H.G., 1992: Narrowband to broadband conversion with spatially autocorrelated reflectance measurements. *Journal of Applied Meteorology* 31, 5, 421-432.
- LOEB, N.G., MANALO-SMITH, N., KATO, S., MILLER, W.F., GUPTA, S.K., MINNIS, P., WIELICKI, B.A., 2003: Angular distribution models for top-of-atmosphere radiative flux estimation from the Clouds and the Earth's Radiant Energy System instrument on the Tropical Rainfall Measuring Mission satellite. Part I: Methodology. *Journal of applied meteorology* 42, 2, 240-265.
- LOEB, N.G., MANALO-SMITH, N., SU, W., SHANKAR, M., THOMAS, S., 2016: CERES top-of-atmosphere Earth radiation budget climate data record: accounting for in-orbit changes in instrument calibration. *Remote Sensing* 8, 3, 182.
- MACKE, A., MITCHELL, D.L., BREMEN, L.V., 1999: Monte-Carlo radiative transfer calculations for inhomogeneous mixed phase clouds. *Phys. Chem. Earth B* 24, 237-241, doi:10.1016/S1464-1909(98)00044-6.
- MACKE, A., et al., 2017: The HD(CP)2 Observational Prototype Experiment (HOPE) – an overview. *Atmospheric Chemistry and Physics* 17, 7, 4887-4914.
- MADHAVAN, B.L., DENEKE, H., WITTHUHN, J., MACKE, A., 2017: Multiresolution analysis of the spatiotemporal variability in global radiation observed by a dense network of 99 pyranometers. *Atmospheric Chemistry and Physics* 17, 5, 3317-3338.
- MÖLLER, F., 1980: A brief history of the radiation commissions of the IMO and the IUGG. Vol. 1. *Natl. Cent. For Atmos. Res., Boulder, Col., USA*.
- MÜLLER, R.W., MATSOUKAS, C., GRATZKI, A., BEHR, H.D., HOLLMANN, R., 2009: The CM-SAF operational scheme for the satellite based retrieval of solar surface irradiance - A LUT based eigenvector hybrid approach. *Remote Sensing of Environment* 113, 5, 1012-1024.
- MÜLLER, R.W., PFEIFROTH, U., TRÄGER-CHATTERJEE, C., CREMER, R., TRENTMANN, J., HOLLMANN, R., 2015: Surface Solar Radiation Data Set - Heliosat (SARAH) - Edition 1. *Satellite Application Facility on Climate Monitoring*, DOI:10.5676/EUM\_SAF\_CM/SARAH/V001.
- PRATA, A.J., 1996: A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 122, 1121-1151.
- RASCHKE, E., PREUSS, H.J., 1979: The determination of the solar radiation budget at the earth's surface from satellite measurements. *Meteorologische Rundschau* 32, 18-28.
- SCHUCKMANN, K.V., PALMER, M.D., TRENBERTH, K.E., CAZENAVE, A., CHAMBERS, D., CHAMPOLLION, N., HANSEN, J., JOSEY, S.A., LOEB, N., MATHIEU, P.P., MEYSSIGNAC, B., WILD, M., 2016: An imperative to monitor Earth's energy imbalance. *Nature Climate Change* 6, 2, 138-144.
- SIMPSON, G.C., 1928a: Some studies in terrestrial radiation. *Mem. R. Meteorol. Soc.* 2, 16, 69-95.
- SIMPSON, G.C., 1928b: Further studies in terrestrial radiation. *Mem. R. Meteorol. Soc.* 3, 21, 1-26.

- SIMPSON, G.C., 1929: The distribution of terrestrial radiation. *Mem. R. Meteorol. Soc.* **3**, 23, 36-41.
- STEPHENS, G.L., WEBSTER, P.J., 1984: Cloud decoupling of the surface and planetary radiative budgets. *Journal of the Atmospheric Sciences* **41**, 4, 681-686.
- STEPHENS, G.L., LI, J., WILD, M., CLAYSON, A., LOEB, N., KATO, S., L'ECUYER, T., STACKHOUSE, P., LEBSOCK, M., ANDREWS, T., 2012: An update on Earth's energy balance in light of the latest global observations. *Nature Geosci.* Volume 5, Issue 10, pp. 691-696 (2012).
- SUN-MACK, S., MINNIS, P., CHEN, Y., GIBSON, S., YI, Y., TREPTE, Q., WIELICKI, B., KATO, S., WINKER, D., 2007: Integrated cloud-aerosol-radiation product using CERES, MODIS, CALIPSO and CloudSat data. *Proc. SPIE Int. Soc. Opt. Eng.* 6745, 1-11.
- SUOMI, V.E., 1957: The radiation budget of the Earth from a satellite. NSF USNC IGY Project 30.11. *Univ. of Wisconsin, USA*, 22 pp.
- SUTTLES, J.T., GREEN, R.N., MINNIS, P., SMITH, G.L., STAYLOR, W.F., WIELICKI, B.A., WALKER, J., YOUNG, D.F., TAYLOR, V.R., STOWE, L.L., 1988: Angular radiation models for Earth-atmosphere system: Volume 1: Shortwave radiation. *Reference Publication 1184*, NASA.
- TAYLOR, V.R., STOWE, L.L., 1984: Reflectance characteristics of uniform Earth and cloud surfaces derived from NIMBUS-7 ERB. *J. Geophys. Res.* **89**, D4, 4987-4996.
- TRENTMANN, J., KOTHE, S., HOLLMANN R., WERSCHECK, M., 2017: Algorithm Theoretical Basis Document, CM SAF Cloud, Albedo, Radiation data record, AVHRR-based, Edition 2 (CLARA-A2) Surface Radiation. SAF/CM/DWD/ATBD/CLARA/RAD, version 2.3, dated 31.08.2016, 20 pp.
- WILD, M., FOLINI, D., SCHÄR, C., LOEB, N., DUTTON, E.G., KÖNIG-LANGLO, G., 2013: The global energy balance from a surface perspective. *Climate dynamics* **40**, 11-12, 3107-3134.
- DR. HARTWIG DENEKE  
Abteilung Fernerkundung, Leibniz-Institut für Troposphärenforschung, Leipzig  
Permoserstraße 15  
04318 Leipzig  
hartwig.deneke@tropos.de
- DR. RAINER HOLLMANN  
Referat Satellitengestützte Klimaüberwachung, Deutscher Wetterdienst, Offenbach  
Strahlenberger Str. 13  
63067 Offenbach  
Rainer.hollmann@dwd.de
- DR. ANJA HÜNERBEIN  
Leibniz-Institut für Troposphärenforschung e. V.  
Permoserstraße 15  
04318 Leipzig  
anja.huenerbein@tropos.de

K. EBELL, S. CREWELL

# 9

## Bodengebundene Strahlungsschließung als Qualitätsmaß für Fernerkundungsmethoden

Ground-based radiative closure studies for testing the quality of remote sensing techniques

### Zusammenfassung

Aufgrund der hohen Güte von Strahlungstransportmodellen lassen sich diese als Hilfsmittel für die Validierung von Fernerkundungsmethoden insbesondere für Wolkenparameter nutzen. Wolkeneigenschaften beeinflussen die solare und terrestrische Strahlung am Boden maßgeblich. Ein Vergleich von simulierten Strahlungsflussdichten, welche die aus Fernerkundungsmessungen abgeleiteten Wolkenparameter als Eingabegrößen nutzen, mit direkt gemessenen Strahlungsflussdichten erlaubt eine Konsistenzprüfung - die sogenannte Strahlungsschließung - und indirekte Validierung. Sensitivitätsstudien erlauben ferner Aussagen darüber, welche Parameter den größten Einfluss auf die Strahlungsflussdichte und somit den Energiehaushalt haben. Fallstudien für den Standort Jülich zeigen im wolkenfreien Fall eine sehr gute Übereinstimmung von modellierten und gemessenen Strahlungsflussdichten mit Differenzen  $< 8 \text{ W m}^{-2}$ , wobei eine Änderung der aerosol-optischen Dicke um den Faktor 2 für solare Strahlungsflussdichten zu etwa 5 % Abweichung führt. Im bewölkten Fall führen Unsicherheiten in den Profilen des Flüssigwassergerhalts und des Effektivradius zu wesentlich größeren Abweichungen, die bis zu mehreren  $100 \text{ W m}^{-2}$  betragen können. Können diese Abweichungen nicht durch die Unsicherheit des Ableitungsverfahrens erklärt werden, liegt als Erklärung ein mögliches Problem in der Fernerkundungsmethodik vor.

### Summary

Due to their high accuracy, radiative transfer models can be used as a tool to evaluate the performance of retrieval algorithms in particular for cloud properties as these strongly influence surface radiation both in the solar and terrestrial spectrum. To do so simulated irradiances that rely on cloud properties retrieved by remote sensing techniques are compared with measured irradiances. This so called radiative closure provides information how consistent the retrieved clouds are with the radiation field and can be regarded as an indirect validation. Moreover, sensitivity studies allow to identify the parameters with the strongest influence on surface irradiance and thus the energy budget. Case studies for Jülich, Germany, reveal very good agreement between simulated and measured irradiances in cloud free conditions with differences  $< 8 \text{ W m}^{-2}$ . A change in aerosol optical depth, which is the most important factor in the solar spectrum, leads to changes of 5 % in solar surface irradiance. For cloudy cases uncertainties in the profiles of cloud liquid water content and effective radius can lead to much higher deviations between simulations and measurements of up to a few  $100 \text{ W m}^{-2}$ . In case these deviations cannot be explained by the uncertainty of the cloud retrieval as possible retrieval error is identified.

### 1 Einführung

Der Vergleich gemessener und modellierter Strahlungsflussdichten hat eine lange Historie, die wesentlich zur Weiterentwicklung von Strahlungstransportmodellen, aber auch von Strahlungsmessungen beigetragen hat. Dies wurde vor allem für die solare Strahlung in wolkenfreien Situationen mit geringer Aerosolbelastung durchgeführt. Bei gut

charakterisierten Bedingungen lassen sich so Übereinstimmungen von besser als 1 % für die Direkt- und 1,9 % für die Diffusstrahlung erreichen (MICHALSKY et al. 2006). Indem solche Vergleiche mit hoher spektraler Auflösung durchgeführt werden, lassen sich auch Charakteristiken der Strahlungswechselwirkungen von Aerosolen (zum Beispiel WANG et al. 2009) oder Wasserdampf (SUSSMANN et al. 2016) untersuchen.

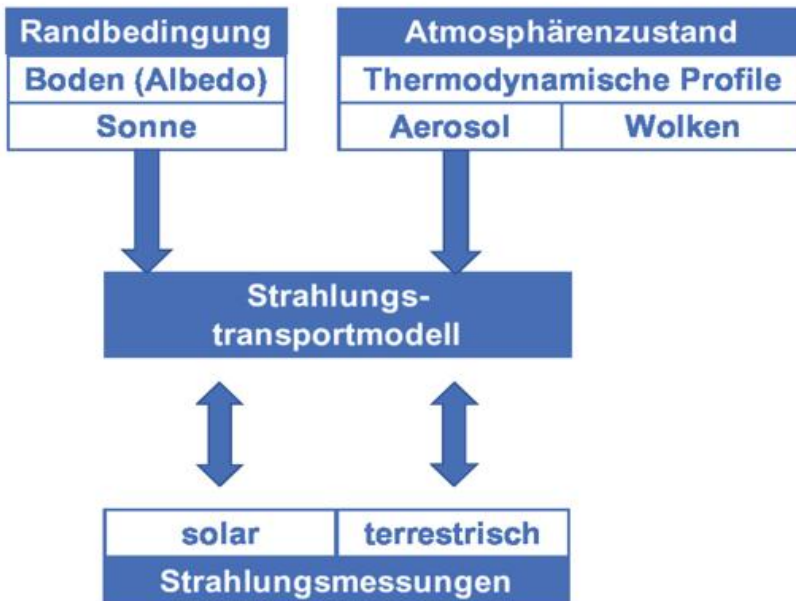


Abb. 9-1: Schema zur Strahlungsschließungsstudie.

Fernerkundungsmethoden spielen eine immer wichtigere Rolle bei der Erkundung des Atmosphärenzustands. Insbesondere für Wolkeneigenschaften stellt sich jedoch die Frage, wie genau die mit diesen Verfahren abgeleiteten Parameter sind. Eine direkte Validierung mittels In-situ-Messungen vom Ballon oder Flugzeug, wie es zum Beispiel für Temperaturprofile mit Radiosondenaufstiegen durchgeführt wird, ist für diese Parameter aufgrund deren hoher Variabilität in Zeit und Raum nur schwer möglich. Die sogenannte bodengebundene Strahlungsschließung bietet eine indirekte Möglichkeit zu testen, inwiefern die abgeleiteten Wolkenparameter im Einklang mit am Boden gemessenen Strahlungsgrößen stehen (WANG et al. 2011).

Klassischerweise werden bei der Strahlungsschließung Messungen der breitbandigen Strahlungsflussdichten im solaren (solar: 0,4 – 4 Mikrometer) und terrestrischen (Thermisch-Infrarot: 4 – 50 Mikrometer) Spektralbereich als Referenz betrachtet, um den Effekt von Wolken auf die Strahlungsbilanz zu untersuchen. Bei gegebenen Atmosphärenzustand und Randbedingungen lassen sich mit einem detaillierten Strahlungstransportmodell die Strahlungsflussdichten am Boden simulieren und mit den gemessenen Werten vergleichen (Abbildung 9-1). Treten Unterschiede auf, muss dies nicht zwangsläufig an den fernerkundeten Wolkenparametern liegen. Sensitivitätsstudien ermöglichen es, die Beiträge der Eingangsparameter zu Unsicherheiten in den Strahlungsflussdichten zu quantifizieren und den Fehlerbereich abzuschätzen.

Im Folgenden illustrieren wir das Potential von Strahlungsschließungsstudien anhand von zwei Fallstudien an einem wolkenfreien und an einem bewölkten Tag am Standort Jülich. Hier steht mit dem Jülicher Observatorium zur Beobachtung der Wolkenentwicklung (Jülich Observatory for Cloud Evolution, JOYCE; LÖHNERT

et al. 2015) eine Reihe von bodengebundenen Fernerkundungsbeobachtungen zur Verfügung, mit denen die vertikale Struktur der Atmosphäre und insbesondere von Wolken kontinuierlich erfasst werden kann. Kapitel 2 stellt zuerst das für die Strahlungsschließung genutzte Strahlungstransportmodell und die dafür benötigten Eingangsparameter vor. Für einen wolkenfreien Fall werden in Kapitel 3 die simulierten Strahlungsflussdichten mit den Beobachtungen verglichen und die Sensitivitäten der Eingangsgrößen diskutiert. Schließlich wird in Kapitel 4 untersucht, inwiefern die aus den Fernerkundungsbeobachtungen abgeleiteten Wolkenparameter konsistent mit den gemessenen Strahlungsflussdichten sind und welche Schlüsse daraus gezogen werden können.

## 2 Strahlungstransportmodellierung

Für diese Studie nutzen wir die von Atmospheric and Environmental Research, Inc. (AER) entwickelten eindimensionalen Strahlungstransportmodelle RRTMG\_LW für terrestrische und RRTMG\_SW für solare Strahlung (<http://rtweb.aer.com>, CLOUGH et al. 2005, MLAWER et al. 1997). Diese sind speziell für die effiziente und genaue Berechnung von Strahlungsflussdichten und Heizraten in Atmosphärenzirkulationsmodellen entwickelt worden und werden unter anderem am Europäischen Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage operationell genutzt.

Eine Schließungsstudie kann nur erfolgreich sein, wenn die für den Strahlungstransport benötigten Eingangsgrößen gut bekannt sind. Die solaren Randbedingungen sind durch Zeit und Position des Standorts JOYCE (50°54'30,77"N, 6°24'48,73"O, 111 m über Grund) festgelegt. Daneben werden folgende Eingangsgrößen verwendet:

- **Thermodynamische Variablen und Spurengase:** Temperatur-, Feuchte- und Druckprofil wurden der operationellen COSMO-DE-Modellvorhersage des Deutschen Wetterdienstes für den Gitterpunkt Jülich entnommen. Dabei wurde stets die aktuellste Vorhersage verwendet. Die zeitliche Auflösung beträgt 1 Stunde. Diese COSMO-DE-Profile wurden sowohl zeitlich als auch vertikal auf das Gitter der Wolkenparameter interpoliert. Oberhalb der Modellgrenze von 21,4 km werden die Größen durch einen monatlichen, klimatologischen Wert basierend auf Radiosondendaten von Essen erweitert. In der untersten Modellschicht wurde die Temperatur durch die am Standort JOYCE gemessene 2-m-Temperatur ersetzt. Für die Spurengase Ozon, Methan und Lachgas wurden die Vertikalprofile der US-Standardatmosphäre genutzt und für Kohlendioxid ein konstanter Wert von 380 ppm angenommen.

- Bodenalbedo:**  
 Zur Bestimmung der Bodenalbedo der direkten und diffusen solaren Strahlung wurden Produkte des „Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer“ (MODIS) auf Terra und Aqua herangezogen (SCHAAF et al. 2002). Im Speziellen wurde das kombinierte MODIS/Terra+Aqua-Produkt mit einer räumlichen Auflösung von 500 m („MCD43A1“, „MCD43A2“) verwendet und die entsprechenden Werte für den Standort Jülich ausgelesen. Vegetation zeichnet sich durch einen starken Anstieg der Albedo vom Ultravioletten (UV) zum Nahen Infrarotspektralbereich bei etwa 0,8 µm aus. Aus Gründen der Einfachheit wird in dieser Studie nicht zwischen UV und sichtbarer/nah-infraroter Albedo unterschieden; die Werte wurden also gleichgesetzt.
- Aerosole:**  
 Der Effekt von Aerosolpartikeln auf den Strahlungstransport wird in RRTMG über die aerosoloptische Dichte (AOD), die Einfachstreueralbedo und den Asymmetrieparameter parametrisiert, wobei deren Wellenlängenabhängigkeit berücksichtigt wird. Die AOD wird hier aus Messungen eines Sonnenphotometers des „Aerosol Robotic Network“ (AERONET; HOLBEN et al. 1998) bestimmt. Die AOD wurde für jede Wellenlänge in der Mitte des spektralen RRTMG-Intervalls mit Hilfe der gemessenen AOD und des Ångströmxponenten bei 870 nm (Level2.0-Datensatz) berechnet. Dabei wurden Daten von JOYCE der Jahre 2012 bis 2016 verwendet und aus diesen wurde ein klimatologischer Mittelwert der AOD bestimmt. Dieser Wert wurde genommen, da im bewölkten Fall keine Aerosolinformation verfügbar ist. Das Vertikalprofil der AOD wurde anschließend mit Hilfe einer exponentiellen Wichtungsfunktion und einer Skalierungshöhe von etwa 1,3 km erzeugt. Für die Einfachstreueralbedo und den Asymmetrieparameter wurden typische Werte von „urbanem Aerosol“ angenommen, welche mit Hilfe der „Optical Properties of Aerosols and Clouds“ (OPAC)-Datenbank (HESS et al. 1998) bestimmt wurden.

- Wolken:**  
 In dieser Studie wird der Fokus auf Wasserwolken gelegt, deren Wirkung auf das Strahlungsfeld durch die Profile des Flüssig-

wassergehaltes (LWC) und des Effektivradius (REF) beschrieben werden kann. Beide Größen wurden dazu mittels der Methode nach FRISCH et al. (1998, 2002) aus einer Kombination von Messungen eines Wolkenradars und eines Mikrowellenradiometers abgeleitet. Die Wolkenradarmessungen liefern zwar ein Profil der Radarreflektivität  $Z$ , das die Wolkengrenzen gut aufzeigt, eine direkte Konversion zum LWC ist allerdings problematisch, da das Radarsignal wesentlich von den größeren Wolkentropfen beeinflusst wird. Genauer gesagt wird  $Z$  durch das sechste Moment des Tropfengrößenspektrums beschrieben, während LWC proportional zum dritten Moment des Spektrums ist. Daher wird die Profilinformaton des Radars mit der genaueren Gesamtsäulenbeobachtung des Flüssigwasserpfades (Liquid Water Path, LWP), welcher zuvor mit Hilfe einer multivariaten, linearen Regression aus Mikrowellenradiometer-Messungen abgeleitet wurde, bestimmt:

$$LWC(h) = \frac{LWP}{\Delta z} \frac{Z^2(h)}{\sum_{i=1}^M Z^2(h_i)} \tag{1}$$

$$REF(h) = \frac{Z^6(h)}{2LWP^{\frac{1}{3}}} \left( \frac{\rho\pi}{6} \right)^{\frac{1}{3}} \left( \sum_{i=1}^M Z^2(h_i) \Delta z \right)^{\frac{1}{3}} \exp(-2\sigma_x^2) \tag{2}$$

Dabei ist  $h$  die Höhe über der Wolkenbasis,  $\Delta z$  die vertikale Ausdehnung eines Radarbins und  $M$  die Anzahl der

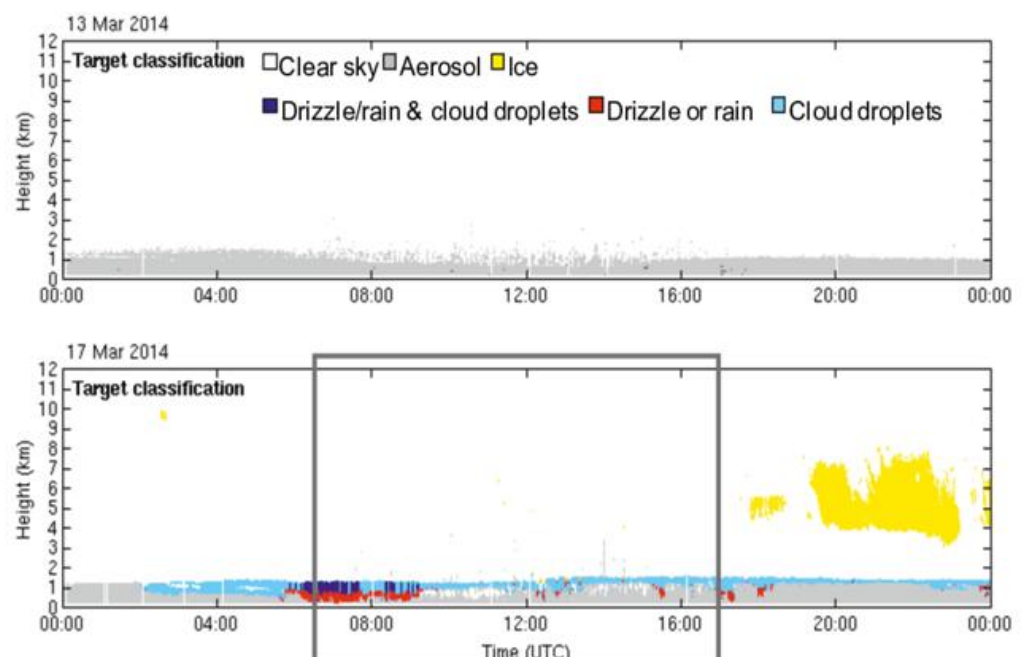


Abb. 9-2: Cloudnet-Klassifikation am 13.3.2014 (oben) und 17.3.2014 (unten) für den Standort JOYCE. Die Strahlungsschließungsstudie für den 17.3.2014 wurde für den Zeitraum 6:26 UTC bis 17:03 UTC (graues Rechteck) durchgeführt. Dies entspricht Zeiten mit solarem Zenitwinkel < 85°.

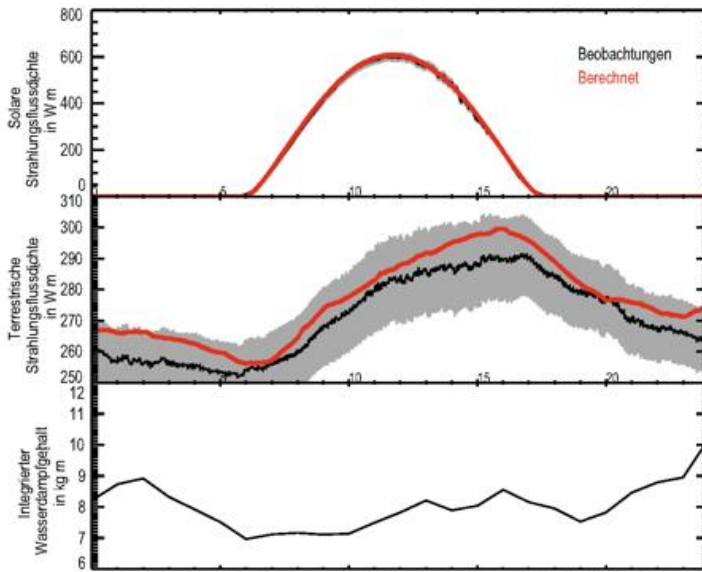


Abb. 9-3: Zeitserien der gemessenen (schwarz) und berechneten (rot) solaren (oben) und terrestrischen (Mitte) Strahlungsflussdichten (in  $\text{W m}^{-2}$ ) am 13.3.2014 für den Standort JOYCE. Die Messunsicherheiten sind in grau gekennzeichnet. Unten: der für die berechneten Strahlungsflussdichten verwendete integrierte Wasserdampfgehalt (in  $\text{kg m}^{-2}$ ).

bewölkten Radarbans. Da einzelne aus der Wolke nieselnde Tropfen ein signifikantes Radarsignal hervorrufen, wird für die Bestimmung der Wolkenbasishöhe eine Ceilometermessung verwendet. Bei der Berechnung des Tropfeneffektivradius wird eine lognormale Tropfenverteilung zugrunde gelegt. Zusätzlich wird angenommen, dass die Tropfenzentration und die Breite der Tropfengrößenverteilung  $\sigma_x$  mit der Höhe konstant sind. Die Beobachtungen liegen in einer zeitlichen Auflösung von 30 s und in einer vertikalen Auflösung von 30 m vor.

Zwei Tage im März 2014 wurden für die Strahlungsschließung ausgewählt (Abbildung 9-2). Am 13. März herrschte eine stabile Hochdrucksituation und die Zusammenfassung der JOYCE-Beobachtungen mit Hilfe der sogenannten Cloudnet-Klassifikation (ILLINGWORTH et al. 2007) zeigt keine Wolken über der gesamten Höhe der Troposphäre. Am 17. März - also bei ähnlichem Sonnenstand - zeigt sich ein persistenter Stratus, der nahezu den ganzen Tag andauert und aus dem teilweise Nieselregen herausfällt. Da am Abend zusätzlich eine Eiswolke in Höhen von 4 bis 8 km auftritt beschränken wir uns hier nur auf den Zeitrahmen von etwa 6:30 bis 17:00 UTC.

### 3 Wolkenfreier Fall

Als gemessene solare und infrarote Strahlungsflussdichten wurden Daten des Kipp & Zonen-CM7T-Pyranometers (Wellenlängenbereich:  $0,285 - 2,8 \mu\text{m}$ ) beziehungsweise des CGR4-Pyrgometers (Wellenlängenbereich:  $4,5 - 42 \mu\text{m}$ ) verwendet. Die zeitliche Auflösung der Messungen beträgt 5 s für das Pyranometer und 60 s für das Pyrgometer. Die Genauigkeit der Pyranometermessungen liegt zwischen  $6 \text{ W m}^{-2}$  (bei Sonnenaufgang/-untergang) und etwa  $20 \text{ W m}^{-2}$  (bei Son-

nenhöchststand), beim Pyrgometer im Bereich von  $10 \text{ W m}^{-2}$ .

Der 13. März war ein durchgehend wolkenfreier Tag wie sich anhand der Zeitreihen der gemessenen Strahlungsflussdichten sowohl im Solaren als auch im Terrestrischen erkennen lässt (Abbildung 9-3). Zudem zeichnete sich der Tag durch ein relativ konstantes Feuchtefeld aus mit nur geringer Variation des Gesamtwasserdampfes zwischen 7 und  $9 \text{ kg m}^{-2}$ . Bei konstanter Feuchte ist die Variation der terrestrischen Strahlungsflussdichte vorwiegend durch den Tagesgang der bodennahen Temperatur bestimmt mit Werten von  $260 \text{ W m}^{-2}$  kurz vor Sonnenaufgang und  $300 \text{ W m}^{-2}$  am Nachmittag. Dabei kommt es zu Abweichungen von bis zu  $10 \text{ W m}^{-2}$  zwischen beobachteten und berechneten Werten. Die solare Strahlungsflussdichte am Boden erreicht bei Sonnenhöchststand Werte von etwa  $600 \text{ W m}^{-2}$ . Setzt man diesen Wert in Relation zur einfallenden solaren Strahlungsflussdichte am Oberrand der Atmosphäre von etwa  $800 \text{ W m}^{-2}$ , so zeigt sich, dass etwa 25 % dieser Strahlung durch atmosphärische Gase und Aerosole absorbiert werden.

Aufgrund der hohen Variation der solaren Strahlung über den Tag erlaubt ein Streudiagramm einen besseren Einblick in die Übereinstimmung von beobachteten und berechneten Strahlungsflussdichten (Abbildung 9-4). In beiden Spektralbereichen zeigt sich mit etwa 2 % mittlerer prozentualer Abweichung eine sehr gute Übereinstimmung zwischen Messung und Modellierung. Die berechneten Strahlungsflussdichten zeigen sowohl im Solaren als auch im Terrestrischen eine Überschätzung von  $5,7 \text{ W m}^{-2}$ , was im Bereich der Messgenauigkeit liegt und somit unser gutes Verständnis des Strahlungstransportes der wolkenfreien Atmosphäre dokumentiert. Die Überschätzung des solaren Strahlungsflusses ist auf eine Unterschätzung der AOD zurückzuführen, welche an diesem Tag mit einem Wert von 0,1 bei  $870 \text{ nm}$  höher ist als der angenommene klimatologische Wert (0,07 bei  $870 \text{ nm}$ ).

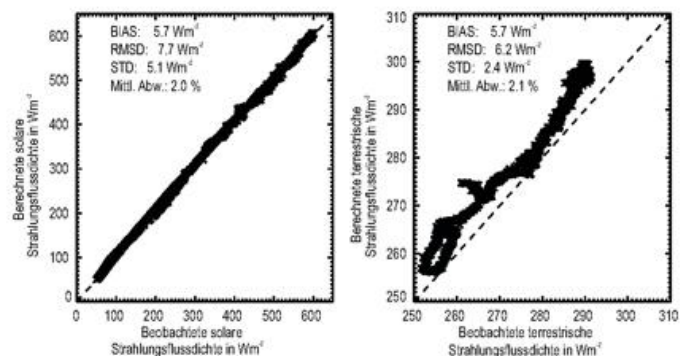


Abb. 9-4: Vergleich der berechneten und gemessenen solaren (links) und terrestrischen (rechts) Strahlungsflussdichten (in  $\text{W m}^{-2}$ ) am 13.3.2014 für den Standort JOYCE. Für die solare Strahlungsflussdichte gehen nur Werte mit solarem Zenitwinkel  $< 85^\circ$  ein. BIAS, Wurzel der mittleren quadratischen Differenz (RMSD), Standardabweichung (STD) und mittlere prozentuale Abweichung sind ebenfalls gezeigt.

Tabelle 9-1: Mittlere Änderung (in %) der berechneten solaren und terrestrischen Strahlungsflussdichten am 13.3.2014 aufgrund von Variationen im Profil der absoluten Feuchte, Temperaturprofil und der aerosoloptischen Dicke. Änderung im Vergleich zur Strahlungsübertragungsrechnung mit unveränderten Eingangsdaten.

Mittlere Änderung in % in der		
	solaren Strahlungsflussdichte	terrestrischen Strahlungsflussdichte
Profil der absoluten Feuchte		
+10 %	-0,49	1,06
-10 %	0,53	-1,12
Temperaturprofil		
+1 K	-0,01	1,67
-1 K	0,01	-1,64
Aerosol-optische Dicke		
+50 %	-3,74	0,01
-50 %	4,47	-0,01

Um herauszufinden welche Faktoren die Strahlungsflussdichte am Boden am stärksten beeinflussen, wurden Sensitivitätsstudien durchgeführt, bei denen separat absolute Feuchte, Temperatur und AOD variiert wurden (Tabelle 9-1). Im Solaren zeigt sich, dass die AOD mit etwa 4 % Änderung bei einer Variation um den Faktor 2 und die Feuchte mit etwa 0,5 % Änderung bei einer Variation um 10 % den größten Einfluss haben, während Effekte durch Temperaturvariationen nahezu vernachlässigt werden können. Im Terrestrischen hingegen ist die Wirkung von Aerosolen gering, während eine Temperaturänderung von 1 K die terrestrische Strahlungsflussdichte um etwa 1,6 % verändert. Auch die Feuchte leistet einen wichtigen Beitrag mit einem Effekt von etwa 1 % bei einer Feuchteänderung von 10 %. Somit lässt sich der in Abbildung 9-3 gezeigte Bias allein durch eine Kombination von Unsicherheiten im Temperatur- und Feuchteprofil erklären.

#### 4 Bewölkter Fall

Der 17. März 2014 war durch eine sehr homogene Stratusbewölkung in etwa 1 km Höhe gekennzeichnet und weist somit geeignete Bedingungen für eine Strahlungsschließungsstudie auf, da dreidimensionale Effekte im Gegensatz zu durchbrochenen

Wolkensituationen eine geringe Wirkung haben. Die beobachtete terrestrische Strahlungsflussdichte (Abbildung 9-5) zeigt über den Großteil der Zeitreihe sehr konstante Werte, was auf eine optisch dicke Wolkengrenze schließen lässt. Im Vergleich zum wolkenfreien Tag sind die Werte deutlich höher und zeigen auch keinen Tagesgang, was ein Indiz dafür ist, dass die abwärts gerichtete terrestrische Strahlung vorwiegend durch die Wolkenbasis mit recht konstanter Temperatur bestimmt wird. Typischerweise sind Wasserwolken ab einem Flüssigwasserpfad von etwa 50 g m<sup>-2</sup> im Infraroten optisch dick, was auch durch die Zeitreihe des LWP gestützt wird. In den Zeiten mit sehr geringem LWP zeigt sich ein sehr abrupter Rückgang der berechneten terrestrischen Strahlungsflussdichte um bis zu 80 W m<sup>-2</sup>. Auch in den Strahlungsmessungen ist zu diesen

Zeiten ein Rückgang erkennbar, was darauf hindeutet, dass Strahlung aus höheren und somit kälteren Schichten das Pyrgometer erreicht.

Während der Zeiten, in denen die terrestrische Strahlungsflussdichte reduziert ist, zeigt die solare Strahlungsfluss-

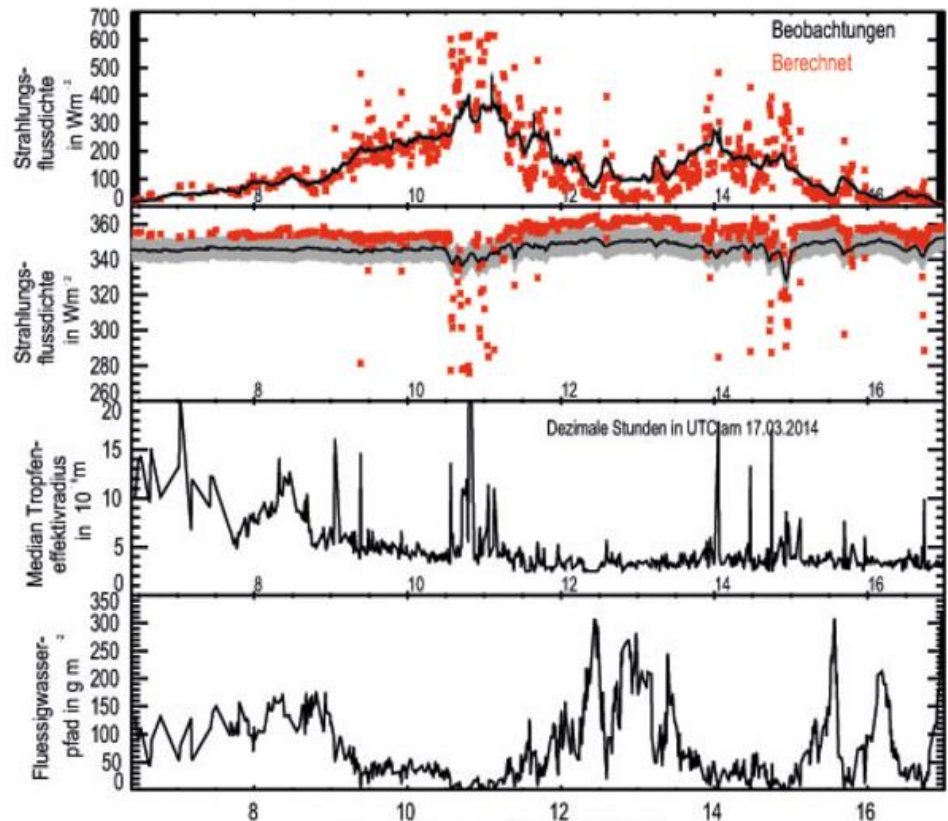


Abb. 9-5: Zeitserien der gemessenen (schwarz) und berechneten (rot) solaren und terrestrischen Strahlungsflussdichten (in W m<sup>-2</sup>) am 17.3.2014 für den Standort JOYCE, sowie die für die berechneten Strahlungsflussdichten verwendeten Effektivradien von Wolkentropfen (Medianwert des Vertikalprofils in μm) und Flüssigwasserpfad (in g m<sup>-2</sup>). Die Messunsicherheiten sind in grau gekennzeichnet.

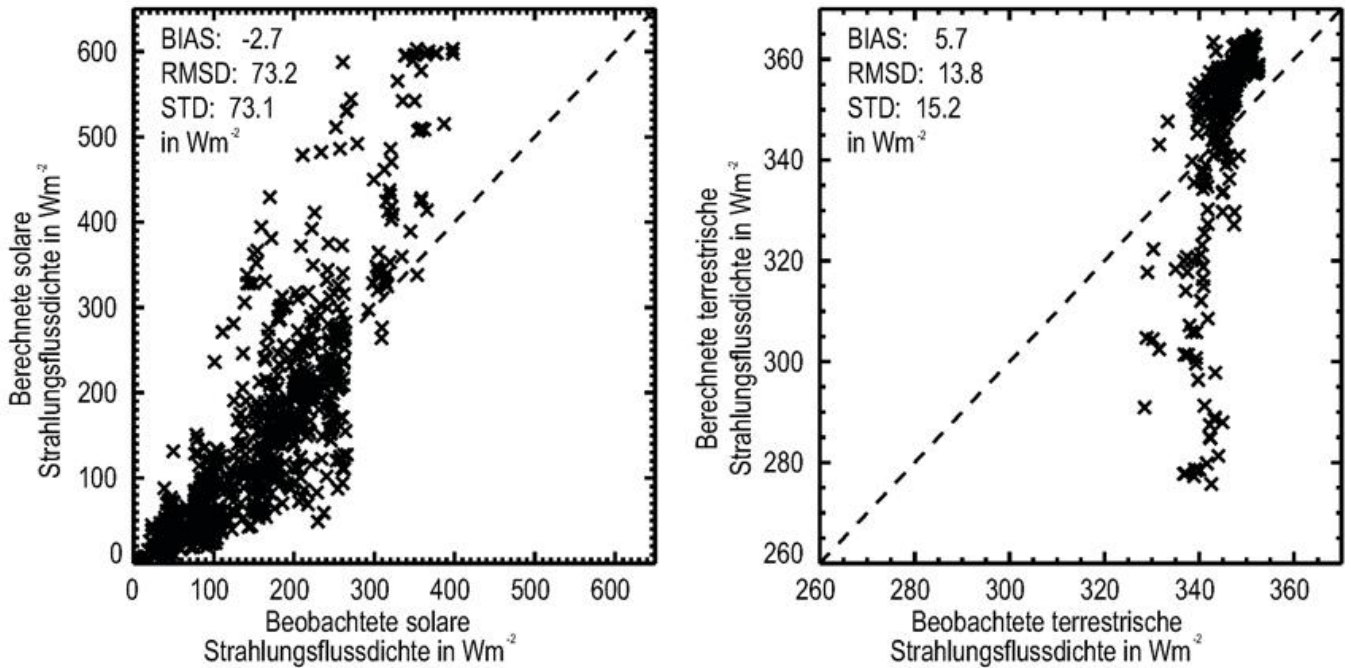


Abb. 9-6: Vergleich der berechneten und gemessenen solaren (links) und terrestrischen (rechts) Strahlungsflussdichten (in  $\text{W m}^{-2}$ ) am 17.3.2014 für den Standort JOYCE für solare Zenitwinkel  $< 85^\circ$ . BIAS, Wurzel der mittleren quadratischen Differenz (RMSD) und Standardabweichung (STD) sind ebenfalls gezeigt.

dichte lokale Maxima. Insbesondere zeigt die modellierte Strahlungsflussdichte zur Mittagszeit Werte von bis zu  $600 \text{ W m}^{-2}$ , die auf sehr dünne bzw. durchbrochene Wolken hindeuten. Letzteres wird durch Bilder der Wolkenkamera bestätigt, auf denen vereinzelt Wolkenlücken zu erkennen sind. Zu diesen Zeiten ist in den gemessenen solaren Strahlungsflussdichten ebenfalls eine Zunahme zu erkennen. Es werden jedoch maximal nur  $400 \text{ W m}^{-2}$  erreicht. Hier wird die Problematik der eindimensionalen Strahlungstransportmodellierung deutlich: während für die modellierten Strahlungsflussdichten horizontal homogene Bedingungen angenommen werden, betrachten die Strahlungsmessungen die gesamte Hemisphäre und erfassen damit die horizontale Variabilität. Dies kann insbesondere bei durchbrochener Bewölkung zu großen Abweichungen zwischen modellierten und gemessenen Strahlungsflussdichten führen (siehe den Artikel „Kleinskalige Variabilität solarer Einstrahlung“).

Insgesamt zeigt die solare Strahlungsflussdichte eine deutlich höhere Variation als die terrestrische. Dies ist nicht nur auf den Tagesgang der solaren Strahlung zurückzuführen, sondern auf die Tatsache, dass keine so starke Sättigung wie im Infraroten auftritt und so die Sensitivitäten bezüglich LWC und Effektivradius deutlich größer sind. Besonders deutlich lässt sich dies zwischen 12 und 14 UTC erkennen, wenn der LWP bis auf etwa  $300 \text{ g m}^{-2}$  zunimmt und dann einen abrupten Einbruch zeigt, der sich in den solaren Strahlungsflussdichten umgekehrt proportional abzeichnet. Bei einem abgeleiteten Effektivradius (als Mittelwert über das Profil) von nur  $4 \mu\text{m}$  ist die Wolke bei einem LWP von  $300 \text{ g m}^{-2}$  nahezu optisch dick, wobei die Strahlungstransportmodellierung eine stärkere Reduktion der solaren Strahlung zeigt als die Messung.

Tendenziell nimmt der abgeleitete Effektivradius von Werten um etwa  $10 \mu\text{m}$  am Morgen im Laufe des Tages deutlich ab, was konsistent ist mit dem in der Cloudnet-Klassifikation diagnostiziertem Auftreten von Nieselregen in den Morgenstunden. Einzelne Spitzen treten in den Situationen durchbrochener Bewölkung auf und sind wahrscheinlich Artefakte. In der Zeit von 7 bis 9 UTC ist die Wolke optisch dick und weist relativ konstante Eigenschaften mit einem LWP von etwa  $100 \text{ g m}^{-2}$  und einem Effektivradius von etwa  $10 \mu\text{m}$  auf. Hier zeigt sich eine relativ gute Übereinstimmung von Beobachtung und Modellierung im Solaren, während es später zu Abweichungen von mehr als  $50 \text{ W m}^{-2}$  kommt. Über den gesamten Tag zeigt sich im direkten Vergleich (Abbildung 9-6) keine systematische Abweichung zwischen Beobachtung und Modellierung (BIAS  $-2,7 \text{ W m}^{-2}$ ). Jedoch kommt es insbesondere für höhere Strahlungsflussdichten zu hohen zufälligen Abweichungen (Standardabweichung  $73,1 \text{ W m}^{-2}$ ), die auf die vorher diskutierten, nicht berücksichtigten 3D-Effekte zurückzuführen sind. Im Terrestrischen tritt im optisch dicken Fall eine Überschätzung der berechneten Strahlungsflussdichten von etwa  $10 \text{ W m}^{-2}$  auf, die vermutlich durch eine zu hoch abgeschätzte Temperatur an der Wolkenbasis zu erklären ist. In den wenigen Fällen semitransparenter Wolken oder durchbrochener Bewölkung sind die berechneten terrestrischen Strahlungsflussdichten deutlich geringer als die modellierten, so dass sich insgesamt nur eine moderate Überschätzung von  $5,7 \text{ W m}^{-2}$  mit einer Standardabweichung von  $15,2 \text{ W m}^{-2}$  ergibt.

Eine weitere Ursache für die Abweichungen zwischen beobachteten und berechneten Strahlungsflussdichten liegt in den Unsicherheiten der abgeleiteten Wolkenparameter. Können die Unterschiede im Rahmen der spezifizierten

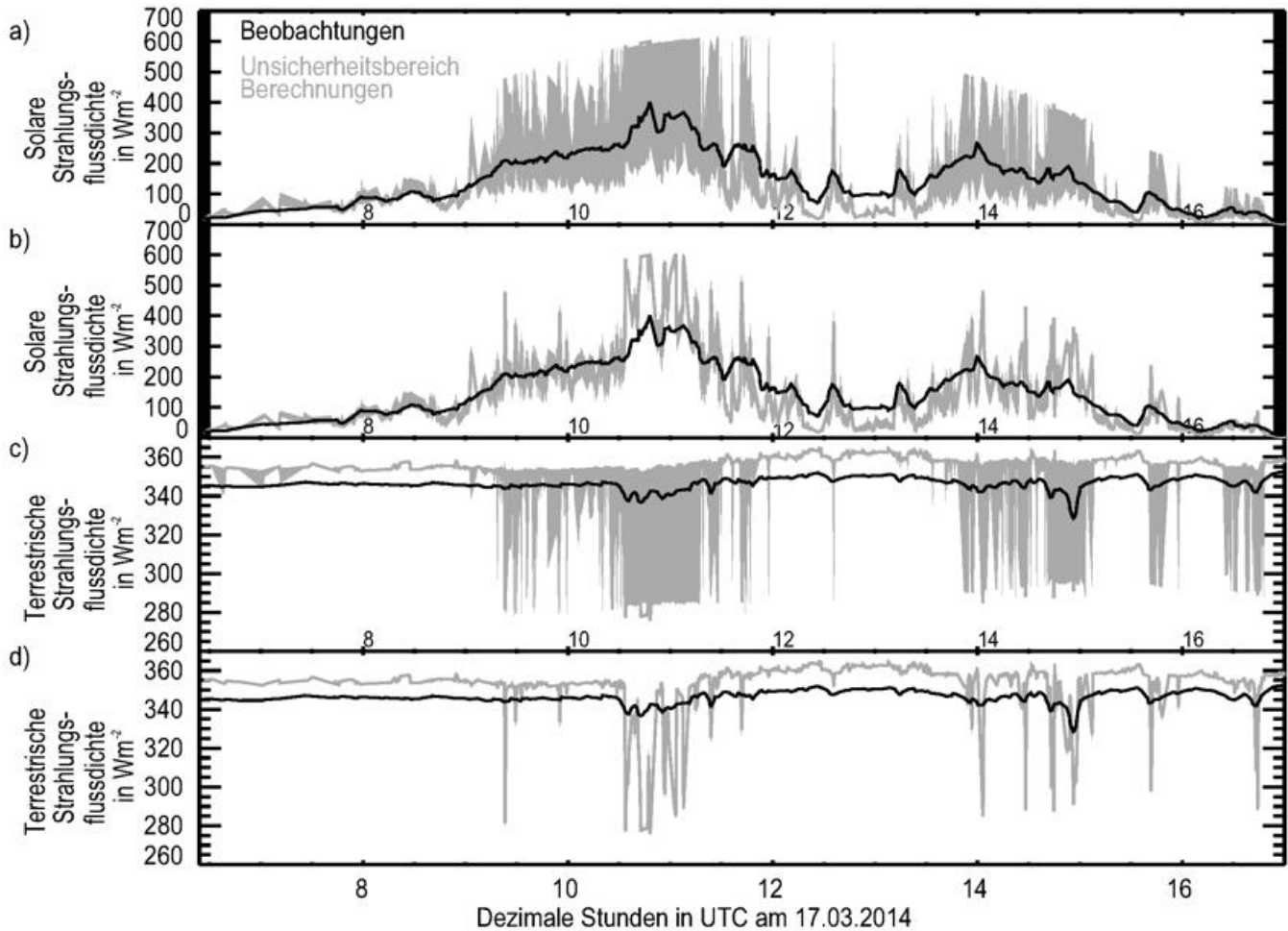


Abb. 9-7: Unsicherheitsbereich (grau) der berechneten Strahlungsflussdichten (in  $W m^{-2}$ ) am 17.3.2014 für den Standort JOYCE für solare Zenitwinkel  $< 85^\circ$ . Unsicherheitsbereich der berechneten solaren Strahlungsflussdichte aufgrund von Unsicherheiten im LWP (a) und Tropfeneffektivradius (b). Unsicherheitsbereich der berechneten terrestrischen Strahlungsflussdichte aufgrund von Unsicherheiten im LWP (c) und Tropfeneffektivradius (d). Nähere Informationen siehe Text. Die beobachteten Strahlungsflussdichten sind in schwarz dargestellt.

Unsicherheit der Wolkengrößen erklärt werden oder liegt ein größeres Problem des Ableitungsverfahrens vor? Um diese Fragen zu klären und um den entsprechenden Unsicherheitsbereich in den Strahlungsflussdichten abschätzen zu können, wurden Sensitivitätsstudien durchgeführt, bei denen jeweils das LWC- und REF-Profil variiert wurde. Das LWC-Profil wurde entsprechend der Unsicherheit im LWP variiert ( $\pm 25 g m^{-2}$ ). Um negative Werte zu vermeiden, wurde bei LWP-Werten kleiner als  $25 g m^{-2}$  ein minimaler LWP von  $1 g m^{-2}$  angenommen. Das Profil des Effektivradius wurde um  $\pm 25 \%$  verändert, mindestens jedoch um  $1 \mu m$ . Aufgrund der im RRTMG gewählten Parametrisierung für die optischen Eigenschaften von Wasserwolken muss der Tropfeneffektivradius jedoch mindestens  $2,5 \mu m$  betragen, so dass hier keine niedrigeren Werte verwendet wurden.

Die Sensitivitätsstudie (Abbildung 9-7) offenbart insbesondere die hohe Sensitivität des LWP gegenüber der solaren Strahlungsflussdichte. Der durch die typische Unsicherheit von  $25 g m^{-2}$  aufgespannte Bereich umfasst zur Mittagszeit mehrere  $100 W m^{-2}$ . Die berechneten Werte liegen daher auch nahezu während des gesamten Tages in diesem Bereich. Nur zu den Zeiten relativ hoher LWP-Werte von etwa  $250 g m^{-2}$ , zum Beispiel gegen 13 Uhr, tritt eine Unterschätzung ein, die nicht durch den Fehler des Ablei-

tungsverfahrens erklärt werden kann. Die angenommenen Unsicherheiten im Effektivradius führen im Vergleich zum LWP zu geringeren Unsicherheiten in den Strahlungsflussdichten. Die angesprochene Unterschätzung der solaren Strahlungsflussdichte um etwa 13 Uhr kann daher auch nicht durch die angenommene Unsicherheit im Effektivradius erklärt werden. Im Terrestrischen zeigt sich ein zu vernachlässigender Einfluss des Effektivradius. Die Unsicherheit des LWP hat nur solange eine Auswirkung auf die berechnete terrestrische Strahlungsflussdichte solange die Wolke im Infraroten nicht optisch dick ist und es nicht zur vollständigen Sättigung kommt, das heißt solange der LWP geringer als etwa  $50 g m^{-2}$  ist. Insgesamt wird klar, dass eine genauere Ableitung des LWP insbesondere für geringe Werte höchst wertvoll ist, um so eine bessere Beschreibung der Strahlungseffekte zu erzielen.

Die Sensitivitätsstudie zeigt, dass mit Hilfe der abgeleiteten Wolkenparameter die gemessenen Strahlungsflussdichten im Rahmen der theoretischen Unsicherheit im Wesentlichen reproduziert werden können, wobei auch noch die vorher genannten Unsicherheiten der Strahlungsmessungen berücksichtigt werden müssen. Ausnahmen bilden zum Beispiel die Zeiträume zwischen 12:30 und 13:00 UTC und zwischen 13:30 und 14:30 UTC, in denen die

gemessene solare Strahlungsflussdichte gering und relativ konstant ist. Hier zeigen sich signifikante Abweichungen zwischen Berechnungen und Messungen, die nicht durch die angenommenen Unsicherheiten im LWP und REF erklärt werden können. Da eine relativ homogene Wolkenbedeckung mit hohen LWP-Werten von bis zu  $300 \text{ g m}^{-2}$  vorlag, spielen zu diesen Zeiten Unsicherheiten aufgrund von 3D-Effekten keine große Rolle. Im Bereich hoher LWP-Werte ist zudem die relative Messgenauigkeit des LWPs sehr hoch, was darauf deuten lässt, dass die starken Abweichungen in der solaren Strahlungsflussdichte nicht durch den LWP verursacht werden. Eine mögliche Erklärung für die Unterschätzung der solaren Strahlungsflussdichte ist daher, dass die abgeleiteten Effektivradien (und deren Unsicherheiten) zu klein sind und optisch zu dicke Wolken erzeugen. Die Ergebnisse des sehr einfachen Ableitungsverfahrens für den Effektivradius nach FRISCH et al. (2002), in das nur Mikrowellenbeobachtungen eingehen, sind in diesem Zeitraum also fraglich.

## 5 Zusammenfassung

Mit Hilfe von Strahlungsschließungs- und Sensitivitätsstudien kann der Einfluss der verschiedenen Atmosphärenbestandteile auf das Strahlungsfeld analysiert werden. Im wolkenfreien Fall können mit genauen Informationen insbesondere über Aerosole (solar) und Temperatur/Feuchte (terrestrisch) die beobachteten Strahlungsflussdichten auch mit einem relativ einfachen, für den Einsatz in Wetter- und Klimamodellen konzipierten Strahlungstransportmodell (RRTMG) reproduziert werden. Im bewölkten Fall dominieren Wolkeneigenschaften, insbesondere Flüssigwassergehalt und Effektivradius das Strahlungsfeld, so dass hier die Strahlungsschließung eine indirekte Möglichkeit bietet, die aus der Fernerkundung - in diesem Fall mit Hilfe von Wolkenradar und Mikrowellenradiometer - abgeleiteten Wolkenparameter zu evaluieren. In den hier betrachteten Beispielen konnte in den meisten Fällen die solare Strahlungsflussdichte im Rahmen der angenommenen Unsicherheiten in den Wolkenparametern reproduziert werden. Im terrestrischen Bereich spielt zudem die Genauigkeit des Temperaturprofils beziehungsweise der Temperatur an der Wolkenbasis eine entscheidende Rolle. Der Vergleich der solaren Strahlungsflussdichten legt jedoch auch nahe, dass das Ableitungsverfahren insbesondere für den Effektivradius verbessert werden muss. Hier sollten neue synergetische Verfahren angewendet werden, die eine höhere Genauigkeit in den abgeleiteten Wolkenparameter ermöglichen und eine bessere Abschätzung für die Unsicherheiten liefern. Schließungsstudien ermöglichen dann eine weitere Überprüfung, ob dies auch der Realität standhält. Da bei durchbrochener Bewölkung keine gute Schließung mit eindimensionalen Strahlungstransportmodellen zu erwarten ist, sollten dreidimensionale Strahlungstransportmodelle herangezogen werden. Dafür benötigt man jedoch auch die räumliche Struktur von Wolken, die zum Beispiel mit Hilfe von scannenden Wolkenradaren abge-

leitet werden kann. Dies ist Gegenstand der aktuellen und zukünftigen Forschung.

## Literatur

- CLOUGH, S., SHEPHARD, M., MLAWER, E., DELAMERE, J., IACONO, M., CADY-PEREIRA, K., BOUKABARA, S., BROWN, P., 2005: Atmospheric radiative transfer modeling: a summary of the AER codes. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* **91**, 233–244.
- FRISCH, A., FEINGOLD, G., FAIRALL, C., UTTAL, T., SNIDER, J., 1998: On cloud radar and microwave radiometer measurements of stratus cloud liquid water profiles. *Journal of Geophysical Research* **103**, 23195–23197.
- FRISCH, A., SHUPE, M., DJALALOVA, I., FEINGOLD, G., POELLOT, M., 2002: The retrieval of stratus cloud droplet effective radius with cloud radars. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **19**, 835–842, 2002.
- HESS, M., KOEPKE, P., SCHULT, I., 1998: Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC. *Bulletin of the American Meteorological Society* **79**, 831–844, doi:10.1175/1520-0477(1998)079<0831:OP OAAC>2.0.CO;2.
- HOLBEN, B. N., et al., 1998: AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sensing of Environment* **66**, 1–16, doi:10.1016/S0034-4257(98)00031-5.
- ILLINGWORTH, A. J., et al., 2007: CLOUDNET Continuous evaluation of cloud profiles in seven operational models using ground-based observations. *Bulletin of the American Meteorological Society* **88**, 6, 883–898.
- LÖHNERT, U., et al., 2015: JOYCE: Jülich Observatory for Cloud Evolution. *Bulletin of the American Meteorological Society* **96**, 1157–1174, doi:10.1175/BAMS-D-14-00105.1.1017-1032.
- MICHALSKY, J. J., ANDERSON, G. P., BARNARD, J., DELAMERE, J., GUEYMARD, C., KATO, S., KIEDRON, P., MCCOMISKEY, A., RICCHIAZZI, P., 2006: Shortwave radiative closure studies for clear skies during the Atmospheric Radiation Measurement 2003 Aerosol Intensive Observation Period. *Journal of Geophysical Research* **111**, D14S90, doi:10.1029/2005JD006341.
- MLAWER, E., TRAUBMAN, S., BROWN, P., IACONO, M., CLOUGH, S., 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research* **102**, D14, 16663–16682.
- SCHAAF, C. B., et al., 2002: First operational BRDF, albedo nadir reflectance products from MODIS. *Remote Sensing of Environment* **83**, 135–148, doi:10.1016/S0034-4257(02)00091-3.
- SUSSMANN, R., REICHERT, A., RETTINGER, M., 2016: The Zugspitze radiative closure experiment for quantifying water vapor absorption over the terrestrial

- and solar infrared – Part 1: Setup, uncertainty analysis, and assessment of far-infrared water vapor continuum. *Atmospheric Chemistry and Physics* **16**, 11649-11669, doi:10.5194/acp-16-11649-2016.
- WANG, P., KNAP, W. H., KUIPERS MUNNEKE, P., STAMMES, P., 2009: Clear-sky shortwave radiative closure for the Cabauw Baseline Surface Radiation Network site, Netherlands. *Journal of Geophysical Research* **114**, D14206, doi:10.1029/2009JD011978.
- WANG, P., KNAP, W. H., STAMMES, P., 2011: Cloudy sky shortwave radiative closure for a Baseline Surface Radiation Network site. *Journal of Geophysical Research* **116**, D08202, doi:10.1029/2010JD015141.

DR. KERSTIN EBELL  
Institut für Geophysik und Meteorologie  
Universität zu Köln  
Pohligstr. 3  
50969 Köln  
kebell@meteo.uni-koeln.de

PROF. DR. SUSANNE CREWELL  
Institut für Geophysik und Meteorologie  
Universität zu Köln  
Pohligstr. 3  
50969 Köln  
crewell@meteo.uni-koeln.de

M. WENDISCH, A. EHRLICH, J. STAPF

# 10 Strahlungsbilanz und Fernerkundung von Wolken mit Hilfe von Flugzeugmessungen

Coupled model systems: climate and air chemistry

## Zusammenfassung

In diesem Beitrag werden die Prinzipien von luftgetragenen (Flugzeug, Hubschrauber, Ballon) Strahlungsmessungen zum Zwecke der Bestimmung der Strahlungsbilanz atmosphärischer Schichten (z.B. Wolken, Aerosolschichten) bzw. für die Fernerkundung atmosphärischer und Bodenparameter dargestellt. Beginnend mit einer allgemeinen Motivation für die Notwendigkeit solcher Messungen werden anschließend die physikalischen Größen zur Charakterisierung von atmosphärischen Schichteigenschaften eingeführt. Danach werden entsprechende Messgeräte sowohl für den solaren als auch den terrestrischen Spektralbereich beschrieben. Zur Illustration werden jeweils anschauliche Messbeispiele gezeigt. Abschließend werden spezielle Probleme beim Einsatz von Strahlungsmessgeräten auf luftgetragenen Forschungsplattformen diskutiert.

## Summary

In this contribution the principles of airborne (aircraft, helicopter, balloon) radiation measurements to determine the radiative budget of atmospheric layers (e.g., clouds, aerosol layers) and the remote sensing of atmospheric and surface parameters are presented. Beginning with the general motivation for the need of such measurements, the physical quantities to characterize atmospheric layer properties are introduced. Subsequently, the respective measurement devices for both the solar and the terrestrial spectral range are described. For illustration, descriptive measurement examples are shown. To conclude, special problems in using of radiation instruments on airborne platforms are discussed.

## 1 Motivation und Einleitung

Die von der Sonne emittierte und an der Obergrenze der Atmosphäre ankommende elektromagnetische Strahlungsenergie stellt die mit Abstand wichtigste Quelle für den Antrieb der atmosphärischen und ozeanischen Dynamik auf der Erde dar. Dabei ist die Sonnenenergie, welche dem Erdsystem netto zur Verfügung steht, mehr als 2600 mal größer als die Summe aller weiteren möglichen Energiequellen (KREN et al. 2017). Das gesamte Leben sowie die biologische Nahrungskette hängen von der verfügbaren solaren Strahlungsenergie und ihrer Modifikation durch die Atmosphäre ab. Zudem werden wesentliche chemische Umwandlungen in der Atmosphäre über die Sonnenstrahlung initiiert oder beeinflusst. Insofern sind alle Vorgänge, welche die am oberen Rand der Atmosphäre einfallende Solarstrahlung auf ihrem Weg durch die Atmosphäre bis zum Erdboden beeinflussen, von eminenter Bedeutung für das Leben auf unserem Planeten.

Die für die Energiebilanz der Atmosphäre relevante elektromagnetische Strahlung kann aufgrund ihrer deutlichen spektralen Separation in zwei wesentliche Wellenlängen-

bereiche unterteilt werden: Man unterscheidet den solaren (Wellenlängen  $\lambda \approx 0,2 - 5 \mu\text{m}$ ) und den terrestrischen (5 bis  $100 \mu\text{m}$ ) Spektralbereich (Abbildung 10-1). Die Bezeichnung der beiden Bereiche entspricht der Quelle der jeweiligen elektromagnetischen Strahlung. Die solare Strahlung entstammt der Emission der Sonne bei einer Oberflächentemperatur von etwa 5770 K, wohingegen die terrestrische Strahlung von der Erdoberfläche (Meer, Land) oder der Atmosphäre, also von terrestrischen Quellen, bei niedrigeren Temperaturen ( $\approx 300 \text{ K}$ ) emittiert wird.

Innerhalb der Atmosphäre wird die solare elektromagnetische Strahlung durch die atmosphärischen Komponenten (Gasmoleküle, Aerosolpartikel, Wolken- und Niederschlagsteilchen) gestreut. Sie wird richtungsabhängig unverteilt gestreut, oder absorbiert, das heißt in andere Energieformen (Wärme, chemische Energie) umgewandelt (Abbildung 10-1). Gleiches gilt für die an der Erdoberfläche ankommende solare Strahlung; auch hier kann Streuung (Reflexion) und Absorption stattfinden. Als Ergebnis der Absorption nimmt die Temperatur der absorbierenden atmosphärischen Komponenten bzw. der Erdoberfläche zu, was zu erhöhter Emission von terrestrischer Strahlung

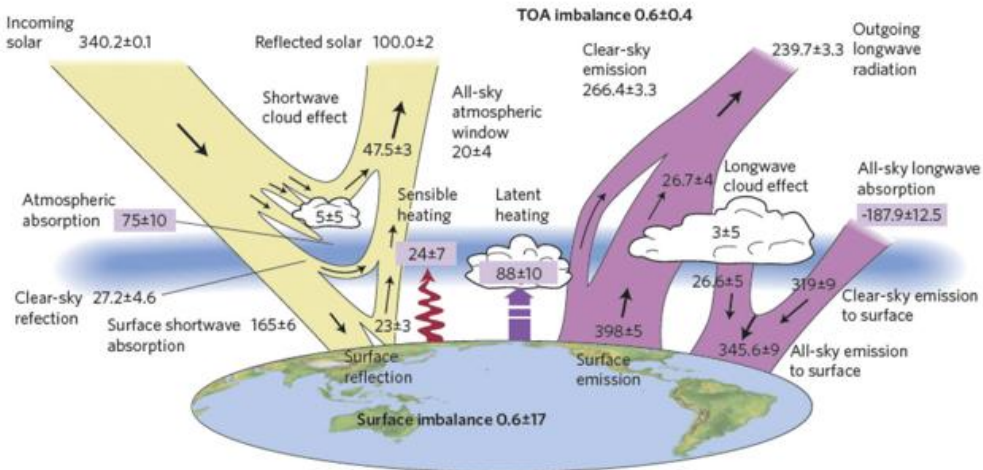


Abb. 10-1: Global gemittelte Strahlungsenergieflussdichten für die Jahre 2000 bis 2005 in Wm<sup>-2</sup> im Erdsystem, nach TRENBERTH und FASULLO (2012).

führt. Durch diesen Prozess wird solare Strahlungsenergie in den terrestrischen Spektralbereich transferiert. Die durch die Erdoberfläche emittierte Strahlung wird teilweise durch die Atmosphärenbestandteile absorbiert; diese emittieren selbst, allerdings bei meist niedrigeren Temperaturen bedingt durch die typische Abnahme der Temperatur mit der Höhe über Grund. Der Anteil dieser atmosphärischen Emission, der zur Erdoberfläche gerichtet ist – die Gegenstrahlung – generiert den Treibhauseffekt der Atmosphäre, der von fundamentaler Bedeutung für die Existenz und Entwicklung von Leben auf unserer Erde ist.

Global und über längere Zeiträume gemittelt befindet sich das Klimasystem der Erde im energetischen Gleichgewicht (siehe auch Beitrag von Wild in diesem Promet-Heft). Die abwärts und aufwärts gerichteten Strahlungsenergieflussdichten<sup>1</sup> gleichen sich demzufolge am oberen Rand der Atmosphäre aus (Abbildung 10-1). Zur Erläuterung der in diesem Beitrag verwendeten Strahlungsgrößen und deren Einheiten wird auf den ersten Beitrag von Seckmayer et al. in diesem Promet-Heft verwiesen. Auf lokaler und kurzzeitiger Skala gibt es jedoch starke Abweichungen vom Gleichgewichtszustand. Die Einstrahlung von solarer Strahlungsenergie am Nord- und Südpol der Erde ist geringer als in den mittleren oder tropischen Breiten. Gleiches gilt für die emittierte terrestrische Strahlung, die aufgrund der niedrigeren Temperatur in den Polargebieten geringer ist als am Äquator. Jedoch sind die Gradienten der terrestrischen Strahlung entlang der Meridiane im Vergleich zur solaren Strahlung geringer, so dass an den Polen die terrestrische Ausstrahlung der solaren Einstrahlung überwiegt. Die Netto-Energiebilanz ist damit an den Polen negativ und in den tropischen Breiten positiv. Als Ergebnis entwickeln sich meridionale Temperaturgradienten, welche kompensierende dynamische Ausgleichsprozesse induzieren, wie beispielsweise die atmosphärische oder ozeanische Zirkulation. Der Ausgleich der Energieungleichgewichte wird durch thermodynamische Vorgänge wie Verdunstung oder Kondensation-, beziehungsweise Gefrieren oder Schmelzen von Wasser modifiziert, welche zum Transport von latenter Wärme führen. Dies findet hauptsächlich

bei der Wolken- und Niederschlagsbildung sowie der Bildung und dem Abschmelzen von Meereis statt, wenn das Wolkenwasser beziehungsweise Meereis meridional transportiert wird.

Nahezu alle in Abbildung 10-1 angegebenen Werte der Energieflussdichten sind nicht gemessen, sondern direkt resultieren aus Berechnungen oder sind aus Satellitendaten abgeleitet. Die gegebenen Zahlen repräsentieren global

gemittelte Werte. Zu deren Verständnis, einschließlich der ihnen zugrundeliegenden Prozesse, werden unter anderem flugzeuggetragene Messungen durchgeführt. Diese ermöglichen es, die atmosphärischen Energieflussdichten kleinräumig, höhenabhängig und unter verschiedenen atmosphärischen Verhältnissen zu quantifizieren. In diesem Artikel werden neben den für die Energiebilanz wichtigen Strahlungsenergieflussdichten auch die Strahldichten (der Begriff Strahldichte wird in Seckmayer et al., erster Beitrag in diesem Promet-Heft, erläutert) behandelt. Die flugzeuggetragenen Messungen von Strahldichten im solaren und terrestrischen Spektralbereich werden unter anderem zur Entwicklung und Evaluierung von globalen Fernerkundungsverfahren der mikrophysikalischen und optischen Eigenschaften der Atmosphärenkomponenten und der Erdoberfläche von Satelliten aus benötigt.

Während für die Strahlungsenergiebilanzmessungen eine grobe spektrale Unterteilung in solare und terrestrische Strahlungsflussdichten ausreichend ist, erfordert die Fernerkundung von Atmosphärenbestandteilen und Eigenschaften der Erdoberfläche eine feinere spektrale Separation der Messungen. Deshalb werden zur Charakterisierung des Strahlungsenergiebudgets breitbandige (wellenlängenintegrierte) Strahlungsflussdichten in Einheiten von W m<sup>-2</sup> benötigt, wohingegen für Fernerkundungszwecke spektrale Strahldichten in Einheiten von zum Beispiel W m<sup>-2</sup> nm<sup>-1</sup> sr<sup>-1</sup> gemessen werden, die auch winkelabhängig sind.

Im folgenden Kapitel 2 werden breitbandige Mess- und Analysemethoden zur Bestimmung des atmosphärischen Strahlungsenergiebudgets vorgestellt. In Kapitel 3 folgt eine zusammenfassende Beschreibung von Instrumenten zur Messung von spektralen Strahlungsgrößen, die in Fernerkundungsverfahren genutzt werden. Kapitel 2 und 3 enthalten Mess- und Anwendungsbeispiele zur Illustration. Kapitel 4 behandelt spezielle Probleme, die bei atmosphärischen Strahlungsmessungen mittels flugzeuggetragenen Instrumenten zu beachten sind. In Kapitel 5 wird eine Zusammenfassung des Beitrags gegeben.

## 2 Breitbandige Strahlungsflussdichten – Energiebudget

### 2.1 Messgeräte

Geräte zur Messung von breitbandigen Strahlungsflussdichten (in  $W m^{-2}$ ) werden als Radiometer bezeichnet (WENDISCH et al. 2013). Pyranometer (Abschnitt 2.1.1) im speziellen erfassen nur den solaren Anteil elektromagnetischen Strahlung, während Pyrgeometer (Abschnitt 2.1.2) breitbandig terrestrische Strahlungsflussdichten bestimmen.

#### 2.1.1 Pyranometer – Solare Strahlungsflussdichten

Beim Einsatz von Pyranometern auf Flugzeugen wird überwiegend die solare Gesamtstrahlung gemessen; nur vereinzelt gibt es, wie bei bodengebundenen Messungen üblich, Geräteversionen mit denen der direkte und diffuse Anteil separat bestimmt werden. Bei Pyranometern sind als Sensoren Thermosäulen weit verbreitet. Außerdem sind spezielle pyroelektrische Sensoren, die sich durch eine schnellere Reaktionszeit auszeichnen, in Benutzung.

##### Pyranometer mit Thermosäule

Beispiele sind das PSP (**P**recision **S**pectral **P**yrano**m**eter) von EPLAB (The Eppley Laboratory, Inc., [www.eppleylab.com](http://www.eppleylab.com)) und das ursprünglich für den Einsatz am Boden konzipierte Pyranometer von Kipp & Zonen ([www.kipp-zonen.com](http://www.kipp-zonen.com)). Verbreitet werden als Sensoren mehrstufige Thermosäulen verwendet, welche aus einer großen Anzahl von in Serie geschalteten Thermoelementen bestehen. Dabei werden jeweils zwei Drähte aus unterschiedlichen Metallen (zum Beispiel Kupfer und Konstantan) an ihren Enden miteinander verlötet; eine Lötstelle bildet die kalte Referenzlötstelle und die andere die Messlötstelle. Die geschwärzten Messlötstellen werden der zu messenden Strahlung ausgesetzt, während die Referenzlötstellen mit dem Gerätegehäuse thermisch verbunden sind. Die sich einstellende Temperaturdifferenz zwischen beiden Löt-

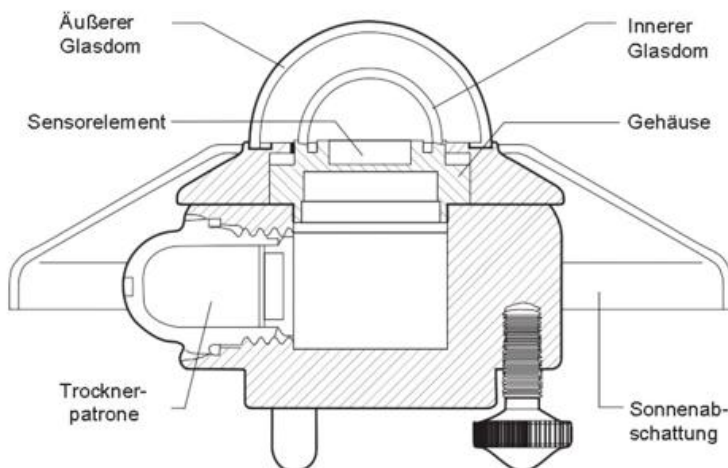


Abb. 10-2: Prinzipskizze der Pyranometer von Kipp & Zonen, verändert aus KIPP & ZONEN (2010).

stellen verhält sich nahezu linear zur einfallenden Strahlungsflussdichte.

Pyranometer sind mit zwei hemisphärischen Kalotten (innerer und äußerer Glasdom) aus optischem Glas ausgerüstet (Abbildung 10-2). Der innere Glasdom ist weitgehend transparent für das solare Strahlungsspektrum; dessen Transmissivität hängt vom verwendeten optischen Glasmaterial ab. Beim typischerweise benutzten Quarzglas erstreckt sich der Transmissionsbereich von  $0,2 \mu m$  bis  $3,6 \mu m$ . Damit filtert der innere Glasdom effizient terrestrische Strahlung und begrenzt die an der warmen Lötstelle der Thermosäule ankommende elektromagnetische Strahlung auf den solaren Spektralbereich. Das Material des äußeren Domes kann identisch zu dem des inneren Domes sein oder, wie bei einigen Geräten, den Spektralbereich weiter eingrenzen. Dies erlaubt dann bei Nutzung mehrerer Pyranometer mit unterschiedlichen Filtereigenschaften die weitere Aufteilung in verschiedene grobe spektrale Bänder durch Differenzbildung der einzelnen Messungen. Außerdem dient der äußere Dom zum mechanischen Schutz des inneren Doms. Zusätzlich ermöglicht die Luft zwischen den beiden Glaskuppeln eine thermische Isolierung des inneren Glasdomes, wodurch eine Erwärmung beziehungsweise Abkühlung der inneren Glaskalotte und eine entsprechende messwertverfälschende Emission von terrestrischer Strahlung durch die innere Glaskalotte in Richtung Thermosäule verhindert wird.

Die Empfindlichkeit der Thermosäule  $\eta$  ist mit ungefähr  $10 \mu V / (W m^{-2})$  zu gering, um eine ausreichende Auflösung der Strahlungsflussdichtemessungen in der Größenordnung von  $0,1 W m^{-2}$  zu erreichen. Deshalb wird die gemessene Spannung meist elektronisch verstärkt.

Ein Vorteil der auf Thermosäulen basierenden Pyranometer ist deren mechanische Robustheit, welche sie für den Flugzeugeinsatz besonders geeignet macht. Jedoch liegt die Reaktionszeit der Thermosäulen im Sekundenbereich, was problematisch für die Erfassung von schnellen zeitlichen Änderungen der solaren Strahlungsflussdichten insbesondere in der bewölkten Atmosphäre ist. Bei genauer Kenntnis des Signalabklingverhaltens können allerdings zeitlich hochaufgelöste Messungen der Strahlungsflussdichte erfolgreich rekonstruiert werden (EHRlich und WENDISCH 2015).

Ein wesentliches Problem der Pyranometer sind Temperaturänderungen der Umgebungsluft, zum Beispiel beim Steigen oder Sinken des Flugzeuges, welche die Gehäusetemperatur beeinflussen und eine Temperaturdifferenz zwischen Gehäuse und der kalten Bezugs-lötstelle verursacht. Aufgrund der dadurch entstehenden Unterschiede der von Glasdom (Gehäuse) und Sensor (kalte Lötstelle) emittierten terrestrischen Strahlung kann die Messung verfälscht werden. Die meisten Pyranometer sind daher mit einer elektro-

<sup>1</sup> Gemäß der Definition der Strahlungsbegriffe aus Seckmayer et al., erster Beitrag in diesem Promet-Heft, werden Strahlungsflussdichten in  $W m^{-2}$  oft auch als Bestrahlungsstärke bezeichnet.

nischen Temperaturkompensation ausgerüstet, die auf der Grundlage von Messungen der Gehäusetemperatur entsprechende Ausgleichssignale generiert.

### Pyranometer mit pyroelektrischen Sensoren

Pyroelektrische Sensoren nutzen die Temperatur-Abhängigkeit des Kristallgitterabstands und damit der elektrischen Polarisation eines pyroelektrischen Kristalls. Das führt zu einer Aufladung der Kristalloberfläche und generiert einen elektrischen Strom, der als Maß für die Strahlungsenergie verwendet wird. Der Strom fließt nur während der Temperaturänderung, die realisiert wird, indem der schwarz gefärbte Sensor wechselweise der einfallenden solaren Strahlung ausgesetzt und wieder abgeschattet wird. Die schnelle Reaktionszeit des polyelektrischen Kristalls erfordert Schopper mit Frequenzen von bis zu 100 Hz. Diese präzisen, mechanisch anfälligen Bauteile machen den Einsatz der pyroelektrischen Radiometer auf Flugzeugen problematisch. Die Hauptvorteile dieses Messverfahrens sind eine geringe Abhängigkeit von der Umgebungstemperatur und eine schnelle Reaktionszeit (> 100 Hz).

### 2.1.2 Pyrgeometer – Terrestrische Strahlungsflussdichten

Terrestrische, breitbandige elektromagnetische Strahlung wird mit Infrarot-Thermometern (Strahldichten) oder Pyrgeometern (Strahlungsflussdichten) gemessen. Das Messprinzip von klassischen Pyrgeometern beruht wie bei Pyranometern auf mehrstufigen Thermosäulen. Im Unterschied zu den Pyranometern besitzen Pyrgeometer einen Silizium-Dom, der mit einem Interferenzfilter beschichtet ist. Idealerweise reflektiert dieser die einfallende solare Strahlung und ist transparent für Strahlung zwischen 4 µm und bis zu ungefähr 50 µm. Die Überlappung mit dem solaren Spektrum ist gering, Absorptions- und Emissionseffekte des Silizium-Doms sind klein und werden bei der Kalibrierung berücksichtigt. Die relative langsame Reaktionszeit von etwa drei Sekunden kann durch eine hohe Messfrequenz und die Anwendung von Rekonstruktionsmethoden kompensiert werden (EHRlich und WENDISCH 2015).

Bei Pyrgeometern ist zu berücksichtigen, dass der Sensor selbst terrestrische Strahlung in Abhängigkeit von seiner Temperatur emittiert. Dadurch registrieren Pyrgeometer eine Thermospannung, die in etwa proportional zum Nettoenergieaustausch zwischen Atmosphäre und Sensor ist. Meist ist die Atmosphäre kälter als der Sensor; daher wird netto terrestrische Strahlung in Richtung der Atmosphäre emittiert. Zur Bestimmung der von der Atmosphäre emittierten Strahlungsflussdichte muss beim Messsignal  $F$  der vom Sensor emittierte Anteil berücksichtigt werden:

$$F = \frac{U}{\eta} + \sigma \cdot T_s^4 \tag{1}$$

$U$  stellt die gemessene Thermospannung dar,  $\eta$  ist die Geräte-Sensitivität (Kalibrierfaktor),  $\sigma = 5,671 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$

ist die Stefan-Boltzmann-Konstante und  $T_s$  ist die Sensortemperatur.

## 2.2 Strahlungsenergiehaushalt von atmosphärischen Schichten

Bei den Betrachtungen des Strahlungsenergiehaushalts werden üblicherweise atmosphärische Schichten (zum Beispiel Wolken- oder Aerosolschichten) betrachtet, welche als horizontal homogen vorausgesetzt werden. Das Energiebudget der Schicht wird dann durch die sogenannten solaren Schichteigenschaften der Reflektivität, Absorptivität und Transmissivität beschrieben. Die Schichten reagieren auf nicht ausgeglichene Bilanzen mit Temperaturänderungsraten. Aufgeteilt nach den beiden wesentlichen atmosphärischen Spektralbereichen spricht man von solaren Erwärmungsraten (Absorption solarer Strahlung bedingt eine Temperaturerhöhung des betrachteten Atmosphärenvolumens) beziehungsweise terrestrischen Abkühlungsraten (im Mittel dominiert die Emission terrestrischer Strahlung deren Absorption und führt zu einer Abkühlung). Diese Größen werden im Folgenden eingeführt und an konkreten Messbeispielen erläutert.

### 2.2.1 Solare Schichteigenschaften

Die solare Schichteigenschaften Reflektivität  $R$ , Absorptivität  $A$  und Transmissivität  $T$  quantifizieren den Anteil der solaren Strahlungsenergieflussdichten, die von einer atmosphärischen Schicht reflektiert, absorbiert beziehungsweise transmittiert werden, jeweils bezüglich der auf die Schicht einfallenden solare Strahlungsenergieflussdichte (WENDISCH und YANG 2012). Mit den aufwärts ( $F^\uparrow$ ) und abwärts gerichteten ( $F^\downarrow$ ) Strahlungsflussdichten am Schichtoberrand ( $z_{\text{top}}$ ) und Schichtunterrand ( $z_{\text{bot}}$ ) ergeben sich deren solare Schichteigenschaften zu:

$$R(z_{\text{top}}, z_{\text{bot}}) = \frac{F^\uparrow(z_{\text{top}}) - F^\uparrow(z_{\text{bot}})}{F^\downarrow(z_{\text{top}})} \tag{2}$$

$$T(z_{\text{top}}, z_{\text{bot}}) = \frac{F^\downarrow(z_{\text{bot}})}{F^\downarrow(z_{\text{top}})} \tag{3}$$

$$A(z_{\text{top}}, z_{\text{bot}}) = \frac{[F^\downarrow(z_{\text{top}}) - F^\uparrow(z_{\text{top}})] - [F^\downarrow(z_{\text{bot}}) - F^\uparrow(z_{\text{bot}})]}{F^\downarrow(z_{\text{top}})} \tag{4}$$

Die drei solaren Schichteigenschaften sind nicht unabhängig voneinander; es gilt:

$$R + T + A = 1. \tag{5}$$

### 2.2.2 Temperaturänderungsrate (solare Erwärmungsbeziehungsweise terrestrische Abkühlungsraten)

Aus den vertikalen Profilen der aufwärts ( $F^\uparrow$ ) und abwärts gerichteten ( $F^\downarrow$ ) Strahlungsflussdichten kann das Profil der Netto-Strahlungsflussdichte ( $F_{\text{net}}$ ) berechnet werden:

$$F_{\text{net}}(z) = F^\downarrow(z) - F^\uparrow(z). \tag{6}$$

Die durch Strahlungsprozesse hervorgerufene Temperaturänderung einer beliebigen infinitesimalen atmosphärischen Schicht kann bei Annahme horizontaler Homogenität durch die vertikale Divergenz der Netto-Strahlungsflussdichte quantifiziert werden (WENDISCH und YANG 2012),

$$\left. \frac{\partial T_{\text{air}}}{\partial t} \right|_z = \frac{1}{\rho \cdot c_p} \cdot \frac{\partial F_{\text{net}}(Z)}{\partial z} \quad (7)$$

oder als Schichteigenschaft zwischen zwei beliebigen Höhen  $z_{\text{top}}$  und  $z_{\text{bot}}$  berechnet werden:

$$\left. \frac{\partial T_{\text{air}}}{\partial t} \right|_z \approx \frac{1}{\bar{n} \cdot c_p} \cdot \frac{[F_{\text{net}}(z_{\text{top}}) - F_{\text{net}}(z_{\text{bot}})]}{z_{\text{top}} - z_{\text{bot}}} = \frac{1}{\bar{n} \cdot c_p} \cdot \frac{[F^{\uparrow}(z_{\text{top}}) - F^{\uparrow}(z_{\text{top}})] - [F^{\downarrow}(z_{\text{bot}}) - F^{\uparrow}(z_{\text{bot}})]}{z_{\text{top}} - z_{\text{bot}}}, \quad (8)$$

mit  $T_{\text{air}}$  Lufttemperatur,  $\rho$  Luftdichte und  $c_p$  die spezifische Wärmekapazität von Luft bei konstantem Druck. Im solaren Spektralbereich wird elektromagnetische Strahlung nahezu ausschließlich gestreut beziehungsweise absorbiert und kaum emittiert, was zu einer Erwärmung der betrachteten atmosphärischen Schicht führt. Deswegen spricht man hierbei häufig von solaren Erwärmungsraten (manchmal auch von solaren Heizraten), anstelle von Temperaturänderungsraten. Aufgrund der generellen Abnahme der Temperatur mit der Höhe überwiegt im terrestrischen Spektralbereich die durch Emission bedingte Abkühlung der Luftschicht, weshalb hier oft der Begriff der terrestrischen Abkühlungsraten (negative Erwärmungsraten) anstelle von Temperaturänderungsraten verwendet wird.

### 2.2.3 Messbeispiele

Zur Veranschaulichung der solaren Schichteigenschaften und Temperaturänderungsraten (solar und terrestrisch) werden flugzeuggetragene Messungen von Vertikalprofilen von aufwärts und abwärts gerichteten solaren und terrestrischen Strahlungsflussdichten über, in und unter arktischen Wolken diskutiert, die während der ACLOUD (Arctic

Cloud Observations Using airborne measurements during polar Day)-Kampagne (Mai bis Juni 2017, Spitzbergen) im Rahmen des Transregionalen Sonderforschungsbereichs (AC)<sup>3</sup> (Arctic Amplification: Climate Relevant Atmospheric and SurfaCe Processes, and Feedback Mechanisms) durchgeführt wurden. Die beiden Forschungsflugzeuge Polar 5 und Polar 6 des Alfred-Wegener-Instituts für Polar und Meeresforschung (AWI) bildeten die Messplattformen für die verwendeten Pyranometer und Pyrgeometer. Entsprechend den Gleichungen 2 bis 4 und 8 wurden aus Messungen der aufwärts ( $F^{\uparrow}$ ) und abwärts gerichteten ( $F^{\downarrow}$ ) Strahlungsflussdichten die solaren Schichteigenschaften und Temperaturänderungsraten in der bewölkten, atmosphärischen Grenzschicht abgeleitet.

(i) Messbeispiel 1, Polar 6, Pyranometer-Messungen (solar) vom 2. Juni 2017

Das hier gezeigte erste Messbeispiel stammt von einem Wolkendurchflug vom 2. Juni 2017, welcher eine für die Arktis typische Schichtwolke repräsentiert (Abbildung 10-3). Die an diesem Tag vorgefundenen stratiformen Wolkfelder zeichneten sich durch eine ausgeprägte horizontale Homogenität aus (außer am Wolkenunterrand), die es erleichtert, die solaren Schichteigenschaften sowie Temperaturänderungsraten zu bestimmen.

Die gemessenen Vertikalprofile der solaren abwärts und aufwärts gerichteten sowie der Netto-Strahlungsflussdichte sind in Abbildung 10-4, die abgeleiteten Vertikalprofile der solaren Schichteigenschaften sowie entsprechende solare Erwärmungsraten in Abbildung 10-5 dargestellt, allerdings beschränkt auf den oberen Teil der Wolke (600 bis 850 m), da die Wolkenunterkante (etwa 350 m, sehr variabel) relativ inhomogen war und auch der Untergrund zwischen offenem Wasser und Meereis stark variierte.

Abbildung 10-4a zeigt, dass die abwärts gerichtete solare Strahlungsflussdichte  $F^{\downarrow}$  in Richtung Wolkenbasis abnimmt, was eine Folge der Extinktion der solaren Strahlung beim Durchgang durch die Wolke darstellt. Entsprechend nimmt die aufwärts gerichtete solare Strahlungsflussdichte  $F^{\uparrow}$ , die durch Streuung der ein-

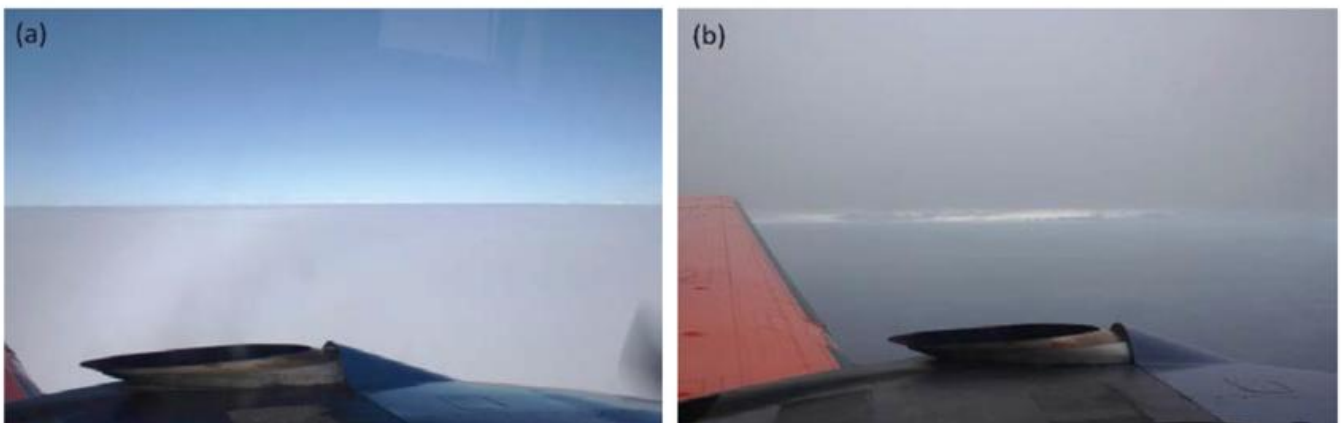


Abb. 10-3: Während einer Wolken-Vertikalsondierung (a) oberhalb der Wolke und (b) unterhalb der Wolke aufgenommene Fotos (Messflug vom 2. Juni 2017, ACLOUD-Kampagne).

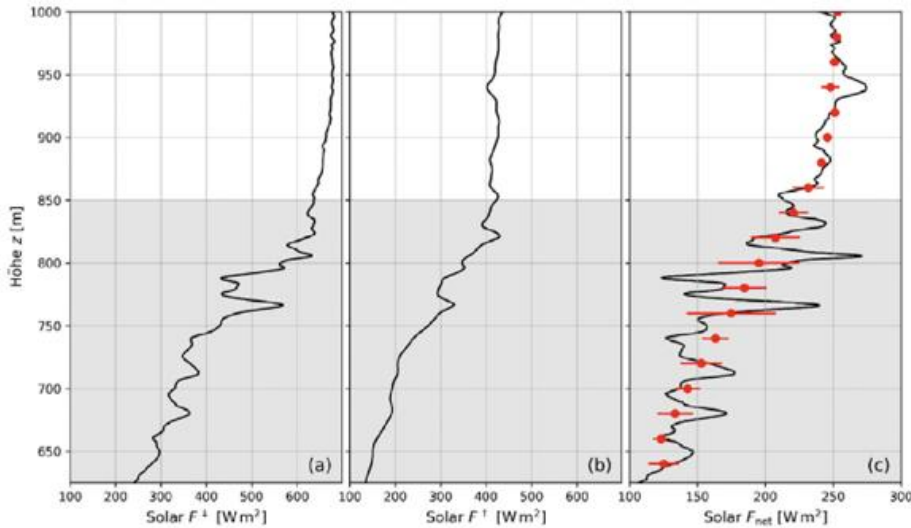


Abb. 10-4: Messbeispiel eines Vertikalprofils von solaren (a) abwärts gerichteten Strahlungsflussdichten  $F^{\downarrow}(z)$ , (b) aufwärts gerichteten Strahlungsflussdichten  $F^{\uparrow}(z)$ , beides gemessen am 2. Juni 2017 im Rahmen der ALOUD Kampagne, sowie (c) der berechneten Netto-Strahlungsflussdichte. Rote Punkte in Abb. 10-4c kennzeichnen die über 20-Meter-Schichten vertikal gemittelte Netto-Strahlungsflussdichte. Der Wolkenbereich ist grau hinterlegt.

dringenden Strahlung innerhalb der Wolke und an der Erdoberfläche erzeugt wird, in Richtung Wolkenbasis ab (Abbildung 10-4b), allerdings weniger stark als  $F^{\downarrow}$ . Dadurch nimmt die solare Netto-Strahlungsflussdichte  $F_{net}(z)$  (Abbildung 10-4c) von der Wolkenobergrenze in Richtung Wolkenbasis ab.

Auffällig ist in den Abbildungen 10-4a und 10-4b die sich vertikal stark ändernde, fluktuierende solare Strahlungsflussdichte, welche durch horizontale Inhomogenitäten der mikrophysikalischen Wolkeneigenschaften verbunden mit der messbedingten langsamen Steigrate des Flugzeuges durch die Wolke bedingt sind. Für die Ableitung der Wolkenschichteigenschaften mit den Gleichungen 2 bis 4 sowie für die Berechnung der Temperaturänderungsraten mit Hilfe von Gleichung 8 wird hingegen horizontale Homogenität vorausgesetzt. Demzufolge müssen diese Fluktuationen der Strahlungsflussdichten zunächst durch vertikale Glättung reduziert werden, da sonst unrealistische Profile der Schicht-Wolkeneigenschaften und Temperaturänderungsraten berechnet würden. Somit wurde das Profil der Netto-Strahlungsflussdichte durch Mittelung über 20 Meter dicke Schichten geglättet (rote Punkte in Abbildung 10-4c). Die damit einhergehenden Probleme (Vernachlässigung von dreidimensionalen Strahlungseffekten) müssen bei der Interpretation der Messungen berücksichtigt werden.

Aus den vertikal gemittelten Netto-Strahlungsflussdichten wurden mit

Gleichungen 2 bis 4 die Absorptivität  $A$ , Reflektivität  $R$  und Transmissivität  $T$  der einzelnen 20-Meter Schichten berechnet und als Vertikalprofil in Abbildung 10-5a und 10-5b dargestellt. Die einzelnen Wolkenschichten haben mit 20 m eine geringe vertikale Ausdehnung und sind deshalb auch optisch relativ transparent ( $T$  variiert zwischen 0,89 und 0,99; Abbildung 10-5a). Entsprechend gering ist auch die solare Absorptivität und Reflektivität ( $A$  und  $T$  kleiner als 0,10; Abbildung 10-5a). Am oberen Rand der Wolke nimmt die Reflektivität etwas ab und die Transmissivität zu, was auf ein Ausdünnen der Wolke am Oberrand oder Inhomogenitäten der Wolktoberkante schließen lässt. Werden  $A$ ,  $R$  und  $T$  über die komplette in Abbildung 10-4 gezeigte Wolkenschicht (620-850 m) berechnet, ergeben sich

folgende Werte:  $A = 0,17$ ;  $R = 0,46$ ;  $T = 0,37$ .

Das Maximum der solaren Erwärmungsraten (Abbildung 10-5c) befindet sich mit  $1,9 \text{ K h}^{-1}$  im oberen Bereich der Wolke, wo das Netto-Strahlungsangebot am größten ist und durch erhöhte Mehrfachstreuung auch vermehrt solare Strahlung absorbiert wird. Die solaren Erwärmungsraten nehmen innerhalb der Wolke in Richtung Wolkenbasis kontinuierlich ab. Auch oberhalb der Wolke werden positive Erwärmungsraten gemessen, was auf verstärkte Strahlungsabsorption durch Reflexion an der Wolktoberkante hindeutet. Die solare Erwärmungsraten der gesamten betrachteten Wolkenschicht (620-850 m) beträgt  $1,43 \text{ K h}^{-1}$ .

(ii) Messbeispiel 2, Polar 5, Pyrgeometer-Messungen (TERRESTRISCH) vom 2. Juni 2017

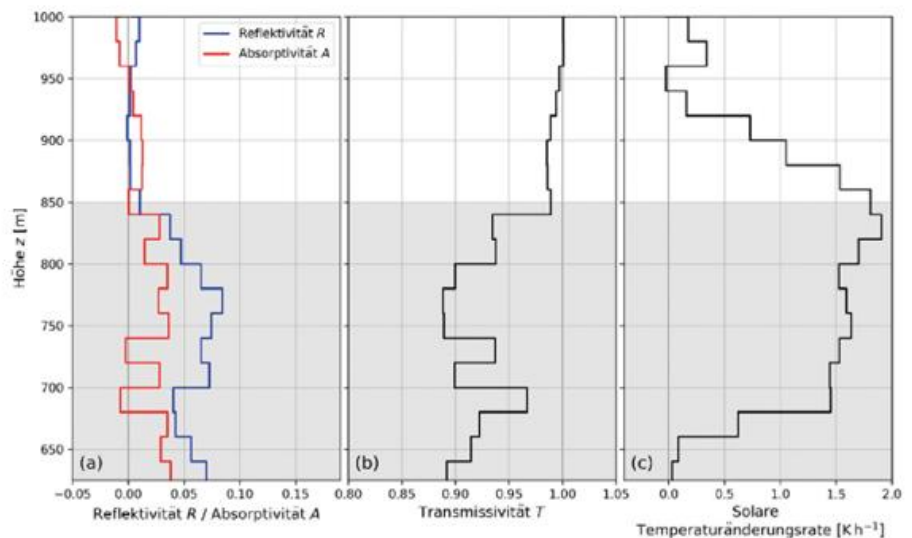


Abb. 10-5: Vertikalprofil der solaren Schichteigenschaften: (a) Absorptivität  $A$  und Reflektivität  $R$ , (b) Transmissivität  $T$ , sowie (c) solaren Erwärmungsraten berechnet aus den Profilen in Abbildung 10-4. Der Wolkenbereich ist grau hinterlegt.

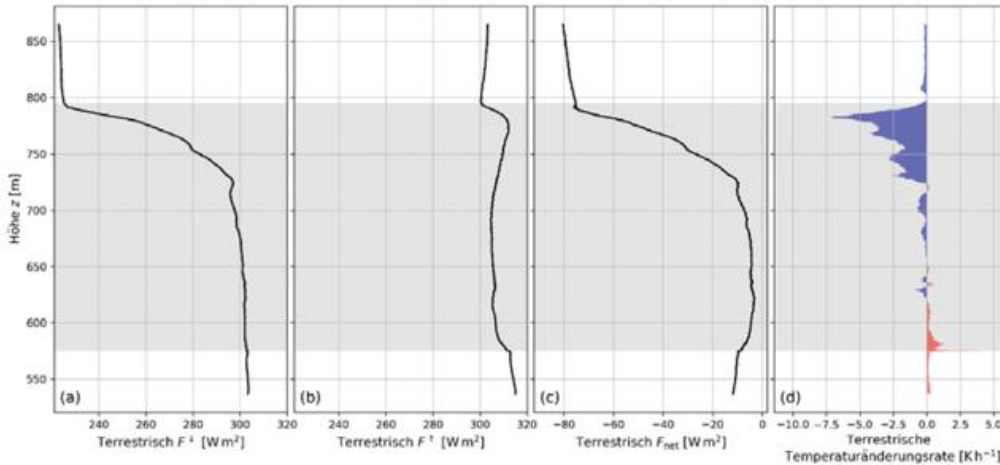


Abbildung 10-6: Vertikalprofile von terrestrischen (a) abwärts gerichteten Strahlungsflussdichten  $F^{\downarrow}(z)$ , (b) aufwärts gerichteten Strahlungsflussdichten  $F^{\uparrow}(z)$ , beides gemessen am 2. Juni 2017 im Rahmen der ACLOUD Kampagne, (c) der berechneten Netto-Strahlungsflussdichten, sowie (d) der abgeleiteten terrestrischen Abkühlungsrate. Der Wolkenbereich ist grau hinterlegt.

Für den terrestrischen Spektralbereich wurde der in Abbildung 10-3 gezeigte Wolkendurchflug (Wolkenobergrenze bei 795 m, Untergrenze bei 575 m). Die dabei gemessenen abwärts und aufwärts gerichtete terrestrischen Strahlungsflussdichten, die daraus abgeleiteten Nettostrahlungsflussdichten sowie die mit Gleichung 8 berechneten terrestrischen Abkühlungsrate (negative Temperaturänderungsrate) sind in Abbildung 10-6 dargestellt.

Die abwärts gerichtete, terrestrische Strahlungsflussdichte  $F^{\downarrow}(z)$  nimmt im oberen Bereich der Wolke schnell mit abnehmender Höhe zu, während die aufwärts gerichtete Strahlungsflussdichte  $F^{\uparrow}(z)$  nur geringe Zunahmen nach unten insbesondere an Wolkenober- und -unterrand aufzeigt. Zur Interpretation dieser Profile ist es nützlich, die Strahlungsübertragungsgleichung im terrestrischen Spektralbereich einzuführen (WENDISCH und YANG 2012):

$$I(\tau) = I(\tau') \cdot e^{-\tau'} + \int_0^{\tau'} B[T_{\text{air}}(\tau)] \cdot e^{-\tau} d\tau, \quad (9)$$

wobei  $I$  die Strahldichte,  $\tau$  die optische Dicke und  $B[T_{\text{air}}(\tau)]$  die Strahldichte eines schwarzen Körpers (beschrieben über das Planck-Gesetz als Funktion der Temperatur  $T_{\text{air}}$ ) darstellen. Gleichung 9 beschreibt die Strahldichte  $I$ , die ein Sensor aus einer Schicht der optischen Dicke  $\tau'$  bei  $\tau = 0$  empfängt. Der erste Faktor  $I(\tau')$  der rechten Seite beschreibt die Strahldichte an der Stelle  $\tau'$ , die beim Durchgang durch die Schicht in Richtung des Sensors durch Absorption exponentiell reduziert wird. Der zweite Term quantifiziert die Aufsummierung der entlang des Integrationsweges emittierten Schwarzkörperstrahlung, die zwischen  $\tau' \rightarrow 0$  emittiert und exponentiell bis zum Ort des Sensors geschwächt wird. Wenn das Medium zwischen  $\tau'$  und dem Empfänger optisch dick ist (opak, das heißt großer Wert von  $\tau$ ), dann resultiert der Hauptanteil der am Empfänger detektierten Strahlung aus dem Nahbereich des Sensors; ansonsten dringt Strahlung aus weit entfernten Emissionsquellen zum Empfänger.

Übertragen auf Abbildung 10-6 ist die abwärts gerichtete Strahlungsflussdichte  $F^{\downarrow}$  im oberen Drittel der Wolke

hauptsächlich durch das Fernfeld über der Wolke bestimmt, wegen der geringen optischen Dicke der Atmosphäre über der Wolke und entsprechend geringer Emission der kalten, atmosphärischen Schichten im Nahbereich über der Wolke (Abbildung 10-6a). Im unteren Teil der Wolke bestimmt die Emission aus dem oberen Teil der optisch dicken Wolke die abwärts gerichtete Strahlungsflussdichte. Für das gezeigte Beispiel ist schon nach etwa 100 m unterhalb der Wolkenoberkante

eine Sättigung erreicht. In weiter darunter liegenden Schichten ist  $F^{\downarrow}$  nur noch durch das lokale Temperaturprofil bestimmt und nimmt demzufolge bis zur Wolkenunterkante nur noch leicht aber nahezu kontinuierlich zu.

Die aufwärts gerichtete Strahlungsflussdichte  $F^{\uparrow}$  wird am Wolkenunterrand dominiert durch die Bodenemission, die nur wenig durch die geringe optische Dicke der Atmosphäre unter der Wolke reduziert wird (Abbildung 10-6b); darüber bestimmt die Emission der Wolke das Strahlungsfeld. Am Wolkenoberrand kommt es oftmals – wie im gezeigten Beispiel – zu einer Zunahme von  $F^{\uparrow}$  durch die dort herrschende Temperaturzunahme (Inversion).

Der Vergleich von  $F^{\downarrow}$  und  $F^{\uparrow}$  zeigt, dass der vertikale Verlauf der Netto-Strahlungsflussdichte  $F_{\text{net}}$  durch das Profil der abwärts gerichteten Strahlungsflussdichte  $F^{\downarrow}$  dominiert ist (Abbildung 10-6c). Die Zunahme von  $F_{\text{net}}$  mit abnehmender Höhe im oberen Teil der Wolke bedeutet eine Netto-Emission terrestrischer Strahlung und damit eine Abkühlung (negative Werte in Abbildung 10-6d). In der untersten Wolkenschicht nimmt die Nettostrahlungsflussdichte – durch den Verlauf der aufwärts gerichteten Strahlungsflussdichte  $F^{\uparrow}$  – nach oben hin zu. Durch die hohe Emission der warmen Meeresoberfläche wird hier netto terrestrische Strahlung absorbiert und erwärmt die untersten Wolkenschichten (siehe die leicht positiven Erwärmungsraten an der Wolkenunterkante).

### 3 Spektrale Strahlungsmessungen – Passive Fernerkundung

#### 3.1 Messgeräte

##### 3.1.1 Strahlungsflussdichte- und gerichtete Strahldichtemessungen – Spektralradiometer

Spektralradiometer messen radiometrische Größen in engen spektralen Bändern über größere Wellenlängenberei-

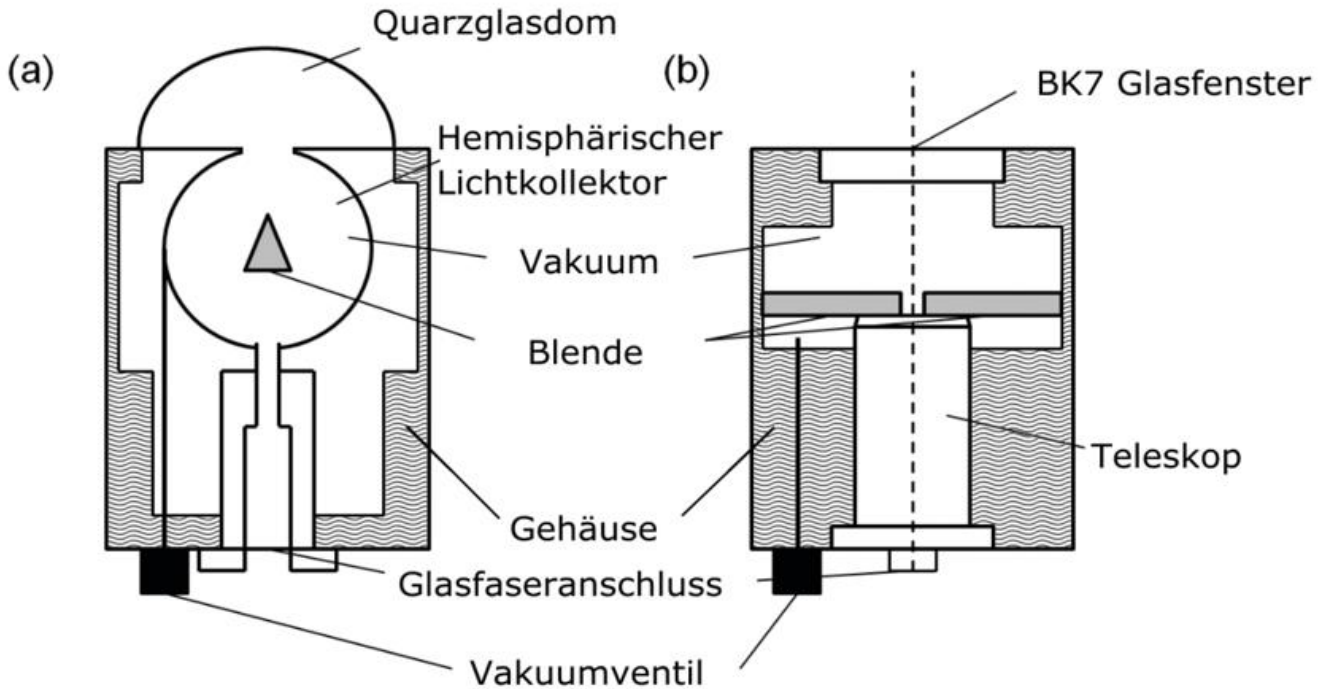


Abb. 10-7: Prinzipskizzen für zwei Arten von optischen Einlässen: (a) hemisphärischer Lichtkollektor (für Strahlungsflussdichtemessungen), und (b) Teleskop (für Strahldichtemessungen). Quelle: BRÜCKNER (2014).

che hin und bestehen typischerweise aus (i) einem optischen Einlass, (ii) Glasfaserkabeln sowie (iii) dem eigentlichen Spektrometer (WENDISCH et al. 2013).

Der optische Einlass besteht entweder aus einem hemisphärischen Lichtkollektor (für Strahlungsflussdichtemessungen, Abbildung 10-7a) oder einem Teleskop (für Strahldichtemessungen, Abbildung 10-7b). Ein hemisphärischer Lichtkollektor ist zusammengesetzt aus einem Diffusorelement, welches die einfallende Strahlung entweder durch Transmission oder Reflexion proportional zum Kosinus des Einfallswinkels wichtet und in das Glasfaserkabel weiterleitet. Auf Reflexion basierende optische Einlässe arbeiten mit einer Hohlkugel (Ulbricht-Kugel), die aus diffus reflektierenden Materialien, wie zum Beispiel Spectralon, gebaut oder mit Bariumsulfat beschichtet sind. Bei auf Transmission basierten optischen Einlässen wird häufig Opalglas, Teflon, Spectralon oder Delrin als Diffusor-Material verwendet. Probleme entstehen durch die wellenlängenabhängige Empfindlichkeit der Transmission beziehungsweise Reflexion des Diffusor-Materials, welche häufig im nahen Infrarot drastisch abnimmt. Für die Strahldichtemessung werden Teleskope verwendet, die nur Strahlung aus einem engen Raumwinkel (meist kleiner  $2^\circ$ ) in den Lichtleiter führen. Zur Interpretation der Messungen (räumliche Auflösung) ist die genaue Bestimmung des Öffnungswinkels eines Teleskops von großer Bedeutung. Die an die optischen Einlässe gekoppelten optischen Glasfaserkabel leiten die gesammelte Strahlung zum Eingangsspalt des Spektrometers, wo diese mit Hilfe eines wellenlängendispersiven Elements spektral separiert werden. Meist werden dafür optische Gitter, aber auch Prismen sowie Filterräder eingesetzt. Der durch Gitter oder Prisma ausgeweitete Strahlengang wird dann über eine Aneinanderreihung

einzelner Detektoren (Fotodioden, Fotomultiplier, CCDs) in seiner Intensität vermessen, wobei jeder Detektor nur einen kleinen Wellenlängenbereich erfasst.

Durch den Aufbau aus verschiedenen Komponenten, erfordern Spektralradiometer eine genaue Kalibrierung bezüglich ihrer radiometrischen Sensitivität, Signal-Rausch-Verhältnis, Winkelabhängigkeit (Kosinus-Charakteristik) und spektrale Empfindlichkeit. Ähnlich wie bei den breitbandigen Instrumenten, müssen die optischen Einlässe zur solaren Strahlungsflussdichtemessungen einer Kosinus-Richtungsabhängigkeit genügen, was nach wie vor ein wesentliches Problem für die Genauigkeit von Strahlungsflussdichtemessungen darstellt.

### 3.1.2 Abbildende Strahldichtemessungen

Abbildende Spektrometer erweitern die oben beschriebenen gerichteten spektralen Strahldichtemessungen um eine zusätzliche Dimension und erfassen gleichzeitig mehrere Richtungen entlang einer Ebene. Hierbei wird die Richtungsabhängigkeit der einfallenden Strahlung durch geeignete optische Elemente (Objektiv und dispersives Element) auf eine Detektorfeldzeile projiziert (WENDISCH et al. 2013). Die spektrale Aufweitung jedes Zeilenelements erfolgt separat für jedes Detektorfeldelement. Da die räumliche Dimension (die verschiedenen Winkel) im Gegensatz zu herkömmlichen Kameras nur eine Zeile umfasst, spricht man auch von Zeilenkameras. Wird solch ein Spektrometer mit der Zeilenrichtung in einem Flugzeug quer zur Flugrichtung installiert, wird beim Messflug eine Fläche detektiert und ein zweidimensionales Bild erzeugt. Je Pixel ist dann ein Spektrum von Strahldichtemessungen verfügbar. Um das dann sehr hohe Datenvolumen zu reduzieren, wird häufig die spektri-

rale Auflösung etwas reduziert, was für typische Anwendungen der Fernerkundung von Wolken- und Bodeneigenschaften unproblematisch ist.

### 3.2 Passive Fernerkundungsmethoden

In der Promet-Reihe (WENDISCH und EHRLICH 2011) wird eine Auswahl von häufig verwendeten Verfahren zur Fernerkundung der optischen Dicke von Wolken  $\tau$  und dem effektiven Wolkentropfenradius  $r_{\text{eff}}$ , dem Bedeckungsgrad, sowie der thermodynamischen Wolkenphase vorgestellt, die auf solaren Strahlungsmessungen und entsprechenden Berechnungen basieren. Wir verzichten daher hier auf eine Wiederholung dieser Beschreibung.

### 3.3 Messbeispiele

#### 3.3.1 Flugzeuggetragene Messung der spektralen Bodenbedo - Flussdichtemessungen

Die spektrale Albedo  $\rho$  ist allgemein eine Funktion der Höhe über Grund  $z$  und definiert als das Verhältnis von aufwärts und abwärts gerichteter Strahlungsflussdichte:

$$\rho(z, \lambda) = \frac{F_{\lambda}^{\uparrow}(z)}{F_{\lambda}^{\downarrow}(z)} \quad (10)$$

Die Albedo ist ebenso eine Funktion der Wellenlänge  $\lambda$ . Entsprechend wird die Bodenbedo bei  $z = 0$  bestimmt; bei ihrer Messung vom Flugzeug aus in einer gewissen Höhe  $z$  muss demzufolge immer der Einfluss der Atmosphäre zwischen dem Flugzeug und dem Erdboden beachtet werden. Diese sogenannte Atmosphärenkorrektur geschieht über Algorithmen, wie zum Beispiel die von WENDISCH et al. (2004) vorgeschlagene iterative Technik. Flugzeugmessungen der Bodenbedo sind zum Beispiel als Randwerte für Strahlungsübertragungsrechnungen von immanenter Be-

deutung, weil entsprechende Beobachtungen vom Boden aus als Punktmessungen gewöhnlich nicht für größere Gebiete repräsentativ sind.

Abbildung 10-8 zeigt Beispiele spektraler Bodenbeden wie sie mit Hilfe von Flugzeugmessungen über unterschiedlichen Regionen der Erde (Wasser, Wüste, Eis und verschiedenen Vegetationsflächen) gemessen wurden. Über Wasser ist die Albedo für weite Teile des solaren Spektralbereichs gering; über Eis ist sie dagegen unter etwa  $1 \mu\text{m}$  sehr hoch und fällt im nahen Infrarot drastisch ab, was die Notwendigkeit der Berücksichtigung ihrer spektralen Charakteristik im Strahlungstransfer verdeutlicht. Über Vegetationsflächen ist die typische Zunahme der Albedo bei ungefähr  $750 \text{ nm}$  Wellenlänge erkennbar (Vegetationskante).

#### 3.3.2 Passive Fernerkundung von Wolkeneigenschaften - gerichtete Strahllichtmessungen

Abbildung 10-9 zeigt ein Beispiel aus der passiven Fernerkundung bei der mikrophysikalische und optische Wolkeneigenschaften auf der Basis von gerichteten spektralen Strahllichtmessungen abgeleitet wurden (WERNER et al. 2014). Diese wurden von einem Schleppkörper aus, der an einem Hubschrauber befestigt ist (siehe hierzu Abbildung 10-15), über Kumulus-Wolken in der Passatwindregion (Barbados) gesammelt. Aus den spektralen Reflexionsmessungen (Abbildung 10-9c) wurden Werte des effektiven Tropfenradius  $r_{\text{eff}}$  (Abbildung 10-9a) sowie die optische Dicke der Wolke  $\tau$  (Abbildung 10-9b) abgeleitet und als Wahrscheinlichkeitsdichteverteilungsfunktionen (PDFs, Probability Density Functions) dargestellt. Die PDFs wurden dabei nach Messungen in sauberer und in verschmutzter Umgebung getrennt. Abbildung 10-9 illustriert deutlich den bekannten Twomey-Effekt, der besagt, dass bei gleichem Flüssigwassergehalt eine geringe Aerosolpartikelkonzentration (saubere Umgebung) die Wolkentropfen größer anwachsen lässt und ihre Anzahlkonzentration kleiner ist als bei starker Verschmutzung (hohe Aerosolpartikelkonzentration). Ein Vergleich wie in Abbildung 10-9 ist nur möglich, wenn parallel oberhalb (Strahlung) und innerhalb der Wolke (Flüssigwassergehalt) Messungen gewonnen werden, die vertikal übereinander angeordnet durchgeführt werden, siehe hierzu auch die Diskussion in Abschnitt 4.2.

Ein Vergleich wie in Abbildung 10-9 ist nur möglich, wenn parallel oberhalb (Strahlung) und innerhalb der Wolke (Flüssigwassergehalt) Messungen gewonnen werden, die vertikal übereinander angeordnet durchgeführt werden, siehe hierzu auch die Diskussion in Abschnitt 4.2.

#### 3.3.3 Passive Fernerkundung von Wolkeneigenschaften - Abbildende Strahllichtmessungen

Durch abbildende Messungen können mit Hilfe von Flugzeugmessungen zweidimensionale Felder von wolkenoptischen bzw. mikrophysikalischen Größen abgeleitet werden. Als Beispiel ist in Abbildung 10-10 ein Feld der optischen Dicke von Wolken dargestellt (SCHÄFER et al. 2015). Durch die hohe räumliche Auflösung der Messungen mit Pi-

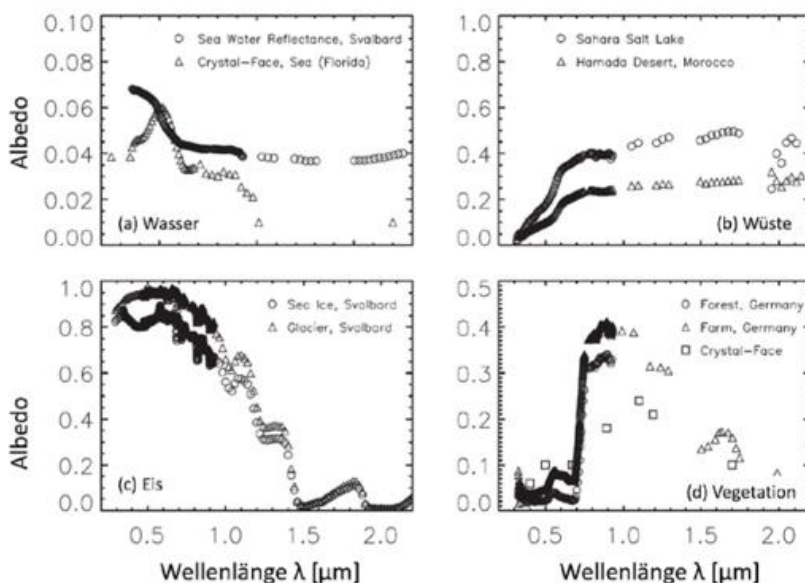


Abb. 10-8: Typische Spektren der Bodenbedo, adaptiert von WENDISCH und YANG (2012).

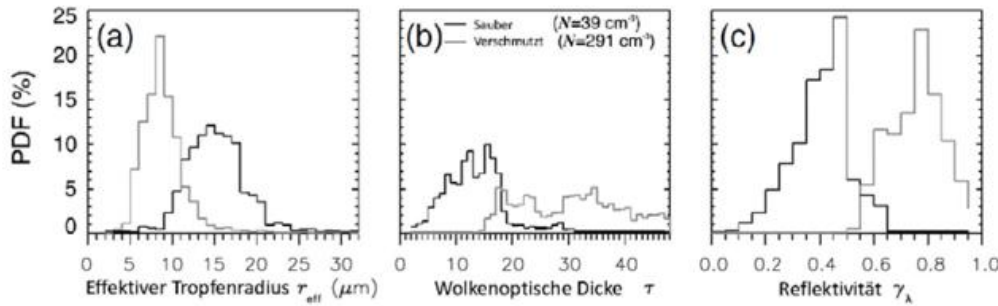


Abb. 10-9: Verteilungsfunktionen der Wahrscheinlichkeitsdichte PDF (Probability Density Function) von (a) effektivem Tropfenradius  $r_{\text{eff}}$ , (b) optischer Dicke der Wolke  $\tau$ , sowie (c) der spektralen Reflektivität bei 645 nm Wellenlänge für Cumuluswolken in der Nähe von Barbados, siehe WERNER et al. (2014).

xelgrößen von etwa 10 m ist es möglich, die horizontalen Inhomogenitäten der Wolkeneigenschaften zu quantifizieren, was mit derzeitigen Strahlungsmessungen vom Satelliten aus nicht möglich ist.

#### 4 Spezielle Probleme bei flugzeuggetragenen Strahlungsmessungen

##### 4.1 Sensororientierung

Zur Quantifizierung des Energiebudgets der Erdatmosphäre sind aufwärts und abwärts gerichtete Strahlungsflussdichten bezogen auf eine Tangentialebene der Erd-

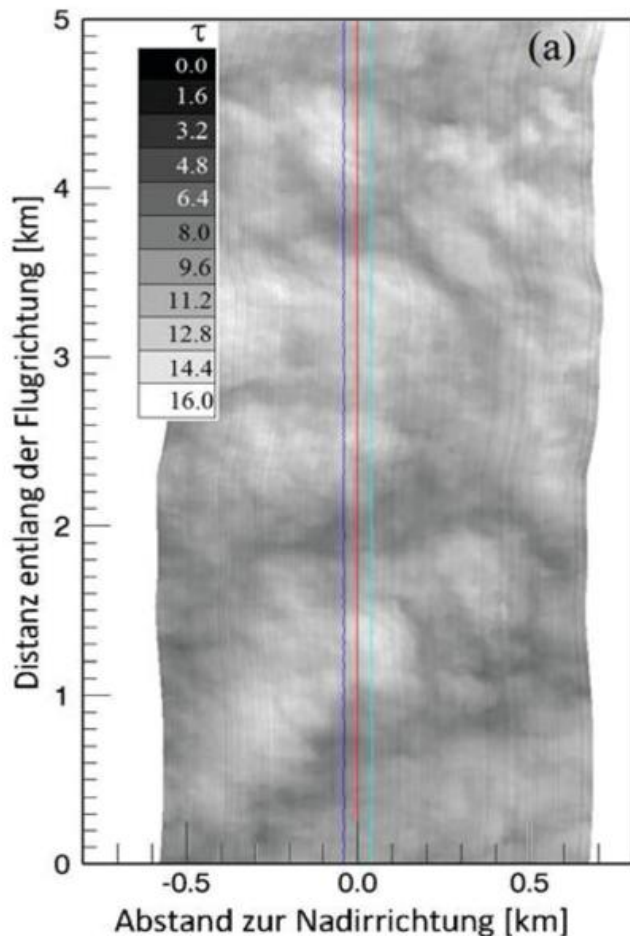


Abb. 10-10: Feld der optischen Wolkendicke  $\tau$  einer typischen arktischen Stratocumulus-Bewölkung beobachtet über der kanadischen Beaufortsee (SCHÄFER et al. 2015).

oberfläche zu verwenden (WENDISCH und YANG 2012). Demzufolge müssten entsprechende Messungen beim Flug exakt horizontal ausgerichtet sein. Typischerweise sind die Sensoren (breitbandige Radiometer wie Pyranometer und Pyrgeometer, oder die optischen Einlässe spektraler Radiometer) jedoch fest mit dem Flug-

zeugkörper verbunden, und ändern damit während der Flugmanöver ständig ihre Orientierung. Diese Schiefelage der Sensoren kann insbesondere bei solaren Strahlungsmessungen je nach Sonnenstand starke Auswirkungen haben. Bei einem Grad Abweichung von der Horizontal-lage kann der Messfehler für die abwärts gerichtete solare Strahlungsflussdichte bis zu 4 % (bei einem Sonnenzenitwinkel von  $60^\circ$ ) betragen; die Absorptivität kann in diesem Fall bis zu 20 % fehlerbehaftet sein (WENDISCH et al. 2001). Insofern müssen die Messungen entsprechend korrigiert werden. Dazu haben sich zwei Verfahren etabliert: Eine geometrische Korrektur ermöglicht es, die Messdaten über eine Korrekturformel nach zu bearbeiten (Abschnitt 4.1.1). Dies ist jedoch nur sinnvoll, wenn die Messungen nur niedrige Integrationszeiten benötigen (Pyranometer, Pyrgeometer) und mit einer hohen Frequenz (höher als die Frequenz der Flugzeugbewegungen) aufgezeichnet werden. Bei Messsystemen mit niedriger Sensitivität, langer Integrationszeit und demzufolge niedriger Aufzeichnungsrate ist dies nicht möglich; hier wird eine aktive horizontale mechanische Lagestabilisierung der Sensoren während des Fluges eingesetzt (Abschnitt 4.1.2).

##### 4.1.1 Geometrische Korrektur

Das im Folgenden geschilderte weit verbreitete Verfahren ist streng genommen nur für den direkten Anteil der abwärts gerichteten solaren Strahlungsflussdichte gültig. Hierbei wird aus rein geometrischen Beziehungen ein Korrekturfaktor  $k$  berechnet, mit dem die gemessene Strahlungsflussdichte multipliziert wird (BANNEHR und SCHWIESOW 1993):

$$k = \frac{\cos(\pi - \theta_0) \cdot \sin \phi \cdot \sin(\varphi_0 - \psi) - \cos(\pi - \theta_0) \cdot \sin(\pi - \theta_0)}{\cos(\pi - \theta_0) \cdot \sin \Theta \cdot \cos \phi \cdot \cos(\varphi_0 - \psi) + \sin(\pi - \theta_0) \cdot \cos \Theta \cdot \cos \phi} \dots \quad (11)$$

Hierbei stellt  $\theta_0$  den Sonnenzenitwinkel und  $\varphi_0$  den Sonnenazimutwinkel dar (beide mit Index „0“). Die Flugzeuglagewinkel  $\phi$  (Flugzeug-Rollwinkel),  $\Theta$  (Nickwinkel, auch Pitch genannt), und  $\psi$  (Flugrichtung, Gierwinkel auch Yaw genannt) sind mit Symbolen ohne Index bezeichnet (Abbildung 10-11). Gleichung 11 setzt voraus, dass die Sensorebene identisch zur horizontalen Flugzeugebene ist, was

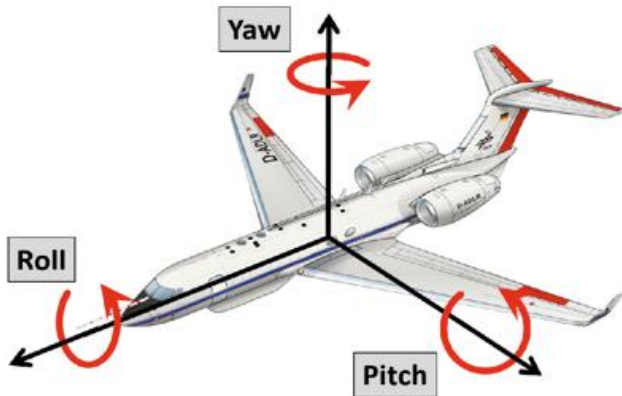


Abb. 10-11: Illustration der Flugzeuglagewinkel: Roll  $\phi$  (Flugzeug-Rollwinkel), Pitch  $\theta$  (auch Nickwinkel genannt) und Yaw  $\psi$  (Flugrichtung).

je nach Realisierung des Einbaus des Sensors nicht gegeben sein muss. Eventuelle Abweichungen gehen in Gleichung 11 über feste Korrekturwerte der Winkel  $\theta$  und  $\phi$  ein, müssen jedoch vorab bestimmt werden. Praktisch werden die Abweichungen über ein horizontales Flugmuster in großen Höhen und unter wolkenlosen Verhältnissen quantifiziert, bei dem Flugabschnitte in verschiedene Richtungen (verschiedene Sensororientierungen zur Sonne) durchgeführt werden. Danach werden durch iterative Anwendung von Gleichung 11 die Messungen der verschiedenen Richtungen aneinander angeglichen oder mit Simulationen der abwärts gerichteten Strahlungsflussdichte verglichen.

Im Messbeispiel in Abbildung 10-12 flog das Flugzeug in konstanter Höhe in vier Flugrichtungen (Yaw-Winkel) auf einem horizontalen Viereckskurs (oberes Bild in Abbildung 10-12), wobei über dem Flugniveau wolkenfreie Bedingungen herrschten. Die rote Kurve im unteren Bild von Abbildung 10-12 zeigt die unkorrigierten Messungen, die viele Fluktuationen entlang der vier Flugabschnitte und Sprün-

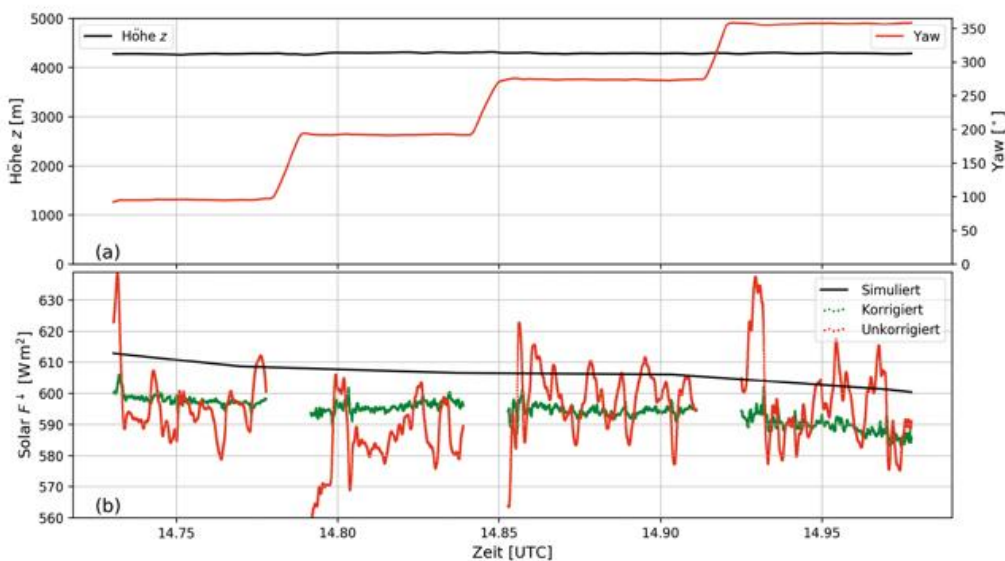


Abb. 10-12: Messbeispiel zur Bestimmung der Referenzlage eines Pyranometers. Dargestellt sind (a) die Flugrichtung und Höhe des Flugzeugs während des Viereckmusters und (b) die unkorrigierte und korrigierte abwärts gerichtete solare Strahlungsflussdichte, sowie deren Simulationen mit einem Strahlungstransportmodell. Die Messungen wurden im Rahmen der ALOUD-Kampagne am 17. Juni 2017 mit dem Messflugzeug Polar 5 in der Nähe von Spitzbergen durchgeführt.

ge zwischen den Flugabschnitten aufweist. Diese Muster sind allein durch die Flugzeugbewegungen bedingt und in den korrigierten Messungen (grüne Kurve) nahezu eliminiert. Hier zeigt sich ein glatter und nahezu kontinuierlicher Verlauf entlang und zwischen den vier Flugabschnitten, der dem Verlauf der simulierten Strahlungsflussdichten (schwarze Kurve) folgt.

#### 4.1.2 Aktive horizontale Lagestabilisierung der Sensorebene

Die Korrekturgleichung (Gleichung 11) kann zum Beispiel bei bewölkten Situationen nicht angewandt werden, da es bei Bewölkung keine direkte solare Strahlung gibt. Als Alternative haben WENDISCH et al. (2001) sowie BUCHOLTZ et al. (2008) eine aktive, horizontale Lagestabilisierungstechnik für Strahlungsflussdichtemessgeräte auf Flugzeugen entwickelt, die eine horizontale Ausrichtung der Sensoren beziehungsweise der optischen Einlässe bei Flugzeugbewegungen bis hin zu  $\pm 6^\circ$  im Roll- und Pitchwinkel erlaubt. Die mechanische Nachführgenauigkeit ist dabei besser als  $0,2^\circ$ . Die technische Herausforderung besteht darin, die Pitch- und Rollwinkel auf einer sich bewegenden Plattform (Flugzeug) akkurat zu messen und damit in Echtzeit während des Fluges die Sensoren mechanisch nachzuführen. Dies erfordert (i) eine Einheit zur genauen Messung der Flugzeugposition und -lagewinkel ( $\phi$ ,  $\theta$ ,  $\psi$ ) und (ii) eine aktive horizontale und mechanische Nachführeinrichtung.

##### (i) Messung der Flugzeugposition und -lagewinkel

Gewöhnliche Lagewinkelsensoren messen die Neigung eines Koordinatensystems in Bezug auf den Erdbeschleunigungsvektor. Wenn das Koordinatensystem eine Plattform ist, die zusätzlichen Beschleunigungen ausgesetzt

ist (zum Beispiel im Kurvenflug), dann müssen die Lagewinkelsensoren die Erdbeschleunigung von den Effekten der Flugzeugbeschleunigung trennen. Dazu werden sogenannte künstliche Horizonte (AHZs, Artificial Horizons) eingesetzt. Diese bestehen aus drei linearen Beschleunigungssensoren, welche die drei Komponenten des Beschleunigungsvektors messen und über deren Integration die Flugzeuggeschwindigkeit und -position liefern, sowie drei Faserkreisel, die die einzelnen Drehraten erfassen. Aus Kombination aller Messwerte werden

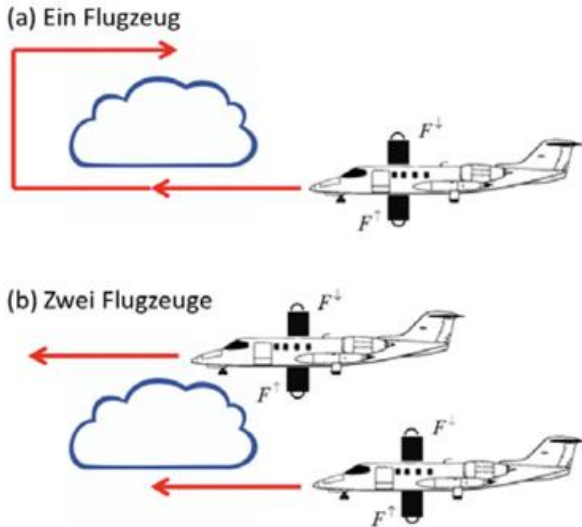


Abb. 10-13: Prinzipskizze zur Erläuterung der Messstrategie zur Bestimmung von vertikalen Strahlungsdivergenzen mit (a) einem Flugzeug, beziehungsweise (b) unter Verwendung zweier Messflugzeuge mit identischer Strahlungsinstrumentierung.

die Flugzeuglagewinkel in Bezug auf das erdfeste Koordinatensystem berechnet. Allerdings unterliegen die an sich hoch präzisen AHZ-Messungen einer zeitlichen Drift, die mit einer unabhängigen Messung der Fluggeschwindigkeit mittels GPS (Global Positioning System) ausgeglichen werden muss.

(ii) Aktive horizontale mechanische Nachführeinrichtung

Die gemessenen Lagewinkel des Flugzeugs ( $\Theta$  Nickwinkel,  $\phi$  Rollwinkel) werden zur Steuerung von zweidimensionalen (2D-) Kipptischen („tilt stages“) benutzt, auf denen die Breitbandsensoren beziehungsweise die optischen Einlässe der spektralen Strahlungssensoren montiert sind. Die horizontale Nachführung des Kipptisches wird entweder mittels der Kombination zweier motorbetriebener Präzisionsgoniometer realisiert oder bei kardanischer Bauweise durch Ansteuerung des Kipptisches mit zwei linearen Servomotoren.

4.2 Kollokation

Zur präzisen Ableitung von solaren Schichteigenschaften und Temperaturänderungsraten aus Strahlungsflussdichten werden gleichzeitige Messungen an der oberen und unteren Grenze der betrachteten atmosphärischen Schicht benötigt. Oftmals ist jedoch nur ein Messflugzeug verfügbar, welches nacheinander die obere und untere Schichtgrenze horizontal abfliegt (Abbildung 10-13a). Insbesondere bei Wolken ändert sich das Strahlungsfeld durch deren häufig schnell vorstattengehende Entwicklung zeitlich sehr schnell, sodass die Messungen zu unterschiedlichen Zeitpunkten nicht mehr den gleichen Zustand der Wolke repräsentieren und

Fehler in den berechneten solaren Schichteigenschaften entstehen. Deshalb werden oftmals, wenn möglich, zwei Flugzeuge mit identischer Strahlungsinstrumentierung gleichzeitig eingesetzt (Abbildung 10-13b). Idealerweise haben beide Flugzeuge dieselbe Geschwindigkeit und fliegen exakt übereinander. Praktisch ist das nicht einfach realisierbar.

Als kostengünstigere Alternative zum aufwendigen Betrieb zweier Messflugzeuge sind in der Vergangenheit Schleppkörper mit Strahlungsinstrumenten ausgerüstet worden. Von einem Learjet aus (Abbildung 10-14) wurden damit Profile von spektralen Strahlungsflussdichten gemessen und zur Bestimmung von vertikalen Strahlungsdivergenzen von Zirren genutzt (FINGER et al. 2016, KLINGEBIEL et al. 2017). Tiefere Wolken können mit Schleppkörpern untersucht werden, die ein Hubschrauber durch die Atmosphäre zieht (Abbildung 10-15, WERNER et al., 2014). Sowohl der jeweilige Schleppkörper als auch das Flugzeug, beziehungsweise ein zweiter Schleppkörper direkt unterhalb des Hubschraubers, wurden dabei mit identischen Messgeräten zur Bestimmung der aufwärts und abwärts gerichteten breitbandigen oder spektralen Strahlungsflussdichten ausgerüstet.

Die Strahlungsmessgeräte beider Messgeräteträger müssen sorgfältig kalibriert, charakterisiert und untereinander verglichen werden. Da sie zwei unabhängige Messsysteme darstellen, müssen die individuellen Unsicherheiten in der Fehlerfortpflanzung konsequent beachtet werden, um eine genaue Bewertung der Messungen zu erhalten. Wenn nur ein System für die Messung der vertikalen Strahlungsdivergenzen benutzt wird, dann reduziert das die Messfehler in den Nettostrahlungsflussdichten. Bei Benutzung zweier Sätze von Geräten müssen die entsprechenden Messfehler der individuellen Systeme abgeschätzt werden (KLINGEBIEL et al. 2017). Dies ist von großer Bedeutung, da sowohl für die Absorptivität  $A$  (Gleichung 4), als auch für die Schätzung der Temperaturänderungsrate (Gleichung 8)

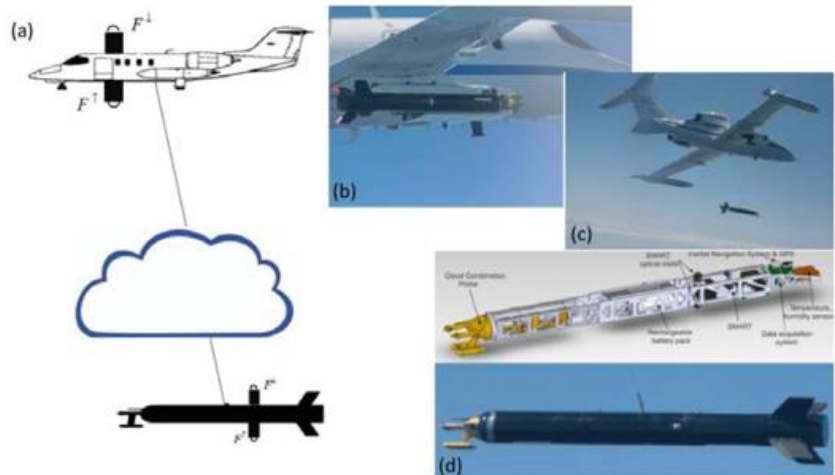


Abb. 10-14: Benutzung eines Schleppkörpers zur experimentellen Bestimmung von vertikalen Strahlungsdivergenzen mit einem Learjet-Düsenflugzeug (schnell fliegend, für hohe Cirruswolken). (a) Prinzipskizze, (b) Foto mit eingeklinktem Schleppkörper (schwarzer Körper), (c) Foto kurz nach dem Ausklinken, (d) Foto und Zeichnung des Schleppkörpers. Die Fotos stammen aus KLINGEBIEL et al. (2017).

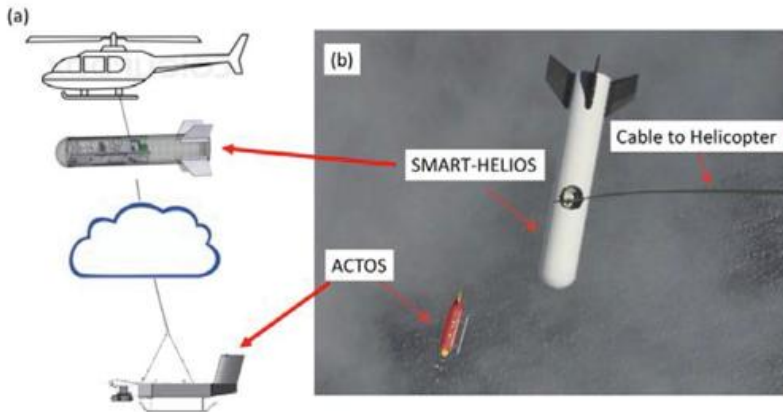


Abb. 10-15: Benutzung von zwei Schleppkörpern (SMART - HELIOS: Spectral Modular Airborne Radiation Measurement System - Helicopter-borne Observations of Spectral Radiation; ACTOS: Airborne Cloud Turbulence Observation System) zur experimentellen Bestimmung von vertikalen Strahlungsflussdivergenzen mit Hilfe eines Hubschraubers (langsam fliegend, hauptsächlich für tiefe Wolken). (a) Prinzipskizze, (b) Foto vom Hubschrauber aus nach unten in Richtung Schleppkörper. Beide Schleppkörper sind mit einer identischen Strahlungsinstrumentierung ausgerüstet.

kleine Differenzen von großen Größen betrachtet werden, wodurch sich Messfehler verstärken.

Eine weitere Anwendung kollozierter Messungen ist die Validierung von Fernerkundungsmethoden. Dazu werden auf der oberen Plattform die reflektierten (aufwärts gerichteten) spektralen Strahldichten gemessen, die zur solaren passiven Fernerkundung genutzt werden. Gleichzeitig sind im Schleppkörper Instrumente zur Messung der wolken-mikrophysikalischen Eigenschaften eingebaut. Mit dieser Konfiguration lassen sich die Ergebnisse von passiven Fernerkundungsmethoden realitätsnah (in enger Kollokation) verifizieren. Neuere Entwicklungen mit fesselballongetragenen Messnutzlasten werden hier nicht erläutert.

## 5 Zusammenfassung

Atmosphärische Strahlungsmessungen mit luftgetragenen Plattformen (Flugzeuge, Hubschrauber, Fesselballone) als Geräteträger sind wichtig für Betrachtungen des Strahlungsenergiebudgets insbesondere von Wolken- und Aerosolschichten, aber auch zur Entwicklung und zum Test von passiven Fernerkundungsverfahren zur Vorbereitung von zukünftigen, sowie zur Validierung laufender Satellitenmissionen. Es werden zu diesen Zwecken breitbandige und spektrale Sensoren für aufwärts und abwärts gerichtete Strahlungsflussdichten und Strahldichten eingesetzt. Eine umfassende Beschreibung dieser Sensoren ist in WENDISCH et al. (2013) zu finden. Für Untersuchungen des Energiebudgets sind hauptsächlich breitbandige (solar und terrestrisch) Strahlungsflussdichtemessungen erforderlich. Aus den solaren Messungen werden entsprechende Schichteigenschaften abgeleitet (Reflektivität, Absorptivität, Transmissivität), welche die Umverteilungen der am oberen Rand der Atmosphäre einfallenden solaren Strahlungsenergie innerhalb der Atmosphäre

quantifizieren. Der daraus resultierende thermodynamische Einfluss wird u.a. durch die Temperaturänderungsrate (solare Erwärmung) beschrieben. Entsprechend kann die Abkühlung oder Erwärmung durch Emission und Absorption terrestrischer Strahlung (terrestrische Abkühlung) aus Messungen der terrestrischen Strahlungsflussdichte bestimmt werden. Messbeispiele dazu werden anhand von konkreten Messdaten diskutiert, die während der ALOUD-Kampagne (Mai bis Juni 2017, Spitzbergen) im Rahmen des transregionalen Sonderforschungsbereichs (AC)<sup>3</sup> durchgeführt wurden. Die für die Entwicklung und den Test von Fernerkundungsmethoden notwendigen spektralen Messungen werden entweder durch gerichtete Strahldichtemessungen oder durch abbildende Methoden erzielt. Es werden auch hierzu Messbeispiele gezeigt. Besonderheiten von flugzeuggetragenen atmosphärischen Strahlungsmessungen (Horizontalausrichtung von Strahlungsflussdichtensensoren, Kollokation der Messungen zur Ableitung von solaren Schichteigenschaften und zur Validierung von Fernerkundungsmethoden) werden illustriert und diskutiert.

Insgesamt liefern flugzeuggetragene Strahlungsmessungen einen unverzichtbaren Baustein zur Charakterisierung und Quantifizierung der Strahlungsübertragung in der Atmosphäre sowie zur Fernerkundung der atmosphärischen Bestandteile.

## Danksagung

Wir bedanken uns bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) für die Förderung des Transregionalen Sonderforschungsbereichs (TR 172) „Arctic Amplification: Climate Relevant Atmospheric and Surface Processes, and Feedback Mechanisms (AC)<sup>3</sup>“. Die Autoren danken außerdem Herrn Clemens Simmer für seine gründliche Durchsicht sowie seine Kommentare zum Manuskript.

## Literatur

- BANNEHR, L., SCHWIESOW, R., 1993: A technique to account for the misalignment of pyranometers installed on aircraft. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **10**, 774–777, doi:10.1175/1520-0426(1993)010<0774:ATTAFT>2.0.CO;2.
- BRÜCKNER, M., 2014: Retrieval of optical and microphysical cloud properties using ship-based spectral solar radiation measurements over the Atlantic Ocean. PhD Thesis. *Universität Leipzig*, 125 pp.
- BUCHOLTZ, A., BLUTH, R., KELLY, B., TAYLOR, S., BATSON, K., SARTO, A., TOOMAN, T., MCCOY JR., R., 2008: The Stabilized Radiometer Platform (STRAP) – An actively stabilized horizontally

- level platform for improved aircraft irradiance measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **25**, 2161–2175, doi:10.1175/2008JTECHA1085.1.
- EHRlich, A., WENDISCH, M., 2015: Reconstruction of high-resolution time series from slow-response broadband terrestrial irradiance measurements by deconvolution. *Atmos. Meas. Tech.* **8**, 3671–3684, doi:10.5194/amt-8-3671-2015.
- FINGER, F., WERNER, F., KLINGEBIEL, M., EHRlich, A., JÄKEL, E., VOIGT, M., BORRMANN, S., SPICHTINGER, P., WENDISCH, M., 2016: Spectral optical layer properties of cirrus from collocated airborne measurements and simulations. *Atmos. Chem. Phys.* **16**, 7681–7693, doi:10.5194/acp-16-7681-2016.
- KIPP & ZONEN, 2010: CMP Series Pyranometer Instruction Manual. *Kipp & Zonen*, The Netherlands
- KLINGEBIEL, M., EHRlich, A., FINGER, F., RÖSCHENTHALER, T., JAKIRLIĆ, S., VOIGT, M., MÜLLER, S., MASER, R., WENDISCH, M., HOOR, P., SPICHTINGER, P., AND BORRMANN, S., 2017: A tandem approach for collocated measurements of microphysical and radiative cirrus properties, *Atmos. Meas. Tech.*, **10**, 3485–3498, doi:10.5194/amt-2017-46, <https://doi.org/10.5194/amt-10-3485-2017>.
- KREN, A. C., PILEWSKIE, P., CODDINGTON, O., 2017: Where does Earth's atmosphere get its energy? *J. Space Weather Space Clim.* **7**, A10, doi:10.1051/swsc/2017007.
- SCHÄFER, M., BIERWIRTH, E., EHRlich, A., JÄKEL, E., WENDISCH, M., 2015: Airborne observations and simulations of three-dimensional radiative interactions between Arctic boundary layer clouds and ice floes. *Atmos. Chem. Phys.* **15**, 8147–8163, doi: 10.5194/acp-15-8147-2015.
- TRENBERTH, K.E., FASULLO, J.T., 2012: Tracking Earth's energy: From El Niño to global warming. *Surv. Geophys.* **33**, 413–426, doi:10.1007/s10712–011–9150–2.
- WENDISCH, M., MÜLLER, D., SCHELL, D., HEINTZENBERG, J., 2001: An airborne spectral albedometer with active horizontal stabilization. *J. Atmos. Ocean. Tech.* **18**, 1856–1866.
- WENDISCH, M., PILEWSKIE, P., JÄKEL, E., SCHMIDT, S., POMMIER, J., HOWARD, S., JONSSON, H.H., GUAN, H., SCHRÖDER, M., MAYER, B., 2004: Airborne measurements of areal spectral surface albedo over different sea and land surfaces. *J. Geophys. Res.* **109**, D08203, doi: 10.1029/2003JD004392.
- WENDISCH, M., EHRlich, A., 2011: Bodengebunde und flugzeuggetragene passive Fernerkundung von Wolken mit Hilfe von solaren Strahlungsmessungen. *Promet* **36**, 119–128.
- WENDISCH, M., YANG, P., 2012: Theory of Atmospheric Radiative Transfer – A Comprehensive Introduction. *Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim*, 321 pp.
- WENDISCH, M., PILEWSKIE, P., BOHN, B., BUCHOLTZ, A., CREWELL, S., HARLOW, C., JÄKEL, E., SCHMIDT, K.S., SHETTER, R., TAYLOR, J., TURNER, D.D., ZÖGER, M., 2013: Atmospheric Radiation Measurements. In Wendisch, M., and J.-L. Brenguier (Eds.), *Airborne Measurements for Environmental Research: Methods and Instruments*. *Wiley-VCH Verlag, Weinheim*, 343–411.
- WERNER, F., DITAS, F., SIEBERT, H., SIMMEL, M., WEHNER, B., PILEWSKIE, P., SCHMEISSNER, T., SHAW, R.A., HARTMANN, S., WEX, H., ROBERTS, G.C., WENDISCH, M., 2014: Twomey effect observed from collocated microphysical and remote sensing measurements over shallow cumulus. *J. Geophys. Res.* **119**, 1534–1545, doi:10.1002/2013JD020131.

Prof. Dr. MANFRED WENDISCH  
Universität Leipzig  
Institut für Meteorologie  
Stephanstr. 3  
04103 Leipzig  
m.wendisch@uni-leipzig.de

Dr. ANDRÉ EHRlich  
Universität Leipzig  
Leipziger Institut für Meteorologie  
Stephanstr. 3  
04103 Leipzig  
a.ehrlich@uni-leipzig.de

Dr. JOHANNES STAPF  
Universität Leipzig  
Institut für Meteorologie  
Stephanstr. 3  
04103 Leipzig  
johannes.stapf@uni-leipzig.de

B. MAYER

# 11 Erwärmungs- und Abkühlungsraten – Wie wichtig ist der 3D-Strahlungstransport?

## Heating and Cooling Rates – How Relevant is 3D Radiative Transfer?

### Zusammenfassung

Die Absorption von solarer Strahlung in der Atmosphäre und am Erdboden ist die treibende Kraft der atmosphärischen Dynamik. Die absorbierte Solarstrahlung wird im Mittel durch Emission thermischer Strahlung kompensiert. Erwärmungs- und Abkühlungsraten beschreiben die Umwandlung von Strahlungsenergie in Wärme und umgekehrt. Die komplexen Vertikalverteilungen der Erwärmungs- und Abkühlungsraten werden unter anderem durch Sonnenzenitwinkel, Absorption durch Wasserdampf, Ozon und CO<sub>2</sub> sowie durch Streuung und Absorption durch Wolken bestimmt. Die in numerischen Wetter- und Wolkenmodellen verwendeten eindimensionalen (1D-) Näherungen führen insbesondere bei Wolken zu signifikant anderen Ergebnissen als die dreidimensionale (3D-) Rechnung. Die Auswirkungen auf Wolkenbildung und die numerische Wettervorhersage werden in aktuellen Forschungsprojekten untersucht.

### Summary

Absorption of solar radiation by the Earth's surface and atmosphere is the driving force of atmospheric dynamics. On global average, the absorbed solar radiation is balanced by emission of thermal radiation. Heating and cooling rates are used to quantify the conversion of radiative power to heat and vice versa. The complex vertical distributions of heating and cooling rates are determined – among other factors – by solar zenith angle, absorption by water vapor, ozone, and CO<sub>2</sub> as well as scattering and absorption by clouds. One-dimensional (1D) approximations, as commonly employed in numerical cloud and weather prediction models, differ significantly from the three-dimensional (3D) radiative transfer solution in particular for clouds. The relevance of 3D radiative transfer for cloud formation and numerical weather forecast is subject of ongoing research.

### 1 Relevanz von Erwärmungs- und Abkühlungsraten in der Atmosphäre

Die Absorption von solarer Strahlung in der Atmosphäre und am Erdboden ist die treibende Kraft für dynamische Prozesse in der Atmosphäre und damit für Wetter und Klima. Das Äquator-Pol-Gefälle der absorbierten Solarstrahlung generiert die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre. Solare Strahlung wird durch eine Reihe von geometrischen Faktoren (geographische Breite, Sonnenstand) sowie durch Wechselwirkung mit Atmosphäre (Streuung und Absorption durch Spurengase, Wolken und Aerosol) und Boden (Albedo beziehungsweise bidirektionale Reflektanzverteilungsfunktion, BRDF) modifiziert. Absorption von Solarstrahlung ist die Umwandlung elektromagnetischer Energie in innere Energie des Absorbers und führt

daher zu einer lokalen Erwärmung des Bodens oder des betrachteten Atmosphärenvolumens. Erwärmte Luft dehnt sich aus, ihre Dichte nimmt ab, und das erwärmte Luftpaket erfährt einen Auftrieb relativ zu seiner Umgebung. Die Erwärmung des Luftpakets kann dabei direkt über Absorption in der Atmosphäre erfolgen, oder indirekt über die Erwärmung des Bodens und die dadurch ausgelösten Flüsse sensibler oder latenter Wärme vom Boden in die angrenzende Atmosphäre. Die Erwärmung durch solare Strahlung muss im globalen und langfristigen Mittel durch Emission thermischer Strahlung wieder kompensiert werden. Im Unterschied zu solarer Strahlung kann thermische Strahlung nicht nur absorbiert sondern auch emittiert werden, was sich in lokaler Erwärmung beziehungsweise Abkühlung manifestiert. Abb. 11-1 zeigt die global gemittelten Strahlungsflussdichten nach WILD et al. (2015).

Von den 240 W/m<sup>2</sup> absorbierter Solarstrahlung werden etwa zwei Drittel (160 W/m<sup>2</sup>) am Boden und ein Drittel (80 W/m<sup>2</sup>) in der Atmosphäre absorbiert. Die vom Erdboden absorbierte solare Bestrahlungsstärke wird durch Emission thermischer Strahlung und die Energieflussdichten sensibler und latenter Wärme kompensiert. Der Beitrag der thermischen Strahlung ist hier nur ein Drittel, da die Erdoberfläche zwar 398 W/m<sup>2</sup> abstrahlt, was aber zum großen Teil (342 W/m<sup>2</sup>) durch die atmosphärische Gegenstrahlung, das heißt von Wasserdampf, CO<sub>2</sub>, weiteren Spurengasen und Wolken emittierter Strahlung, kompensiert wird. Netto fließen daher nur 56 W/m<sup>2</sup> in Form von thermischer Strahlung vom Boden in die Atmosphäre. Der Rest (103 W/m<sup>2</sup>) verteilt sich auf die Flüsse sensibler und latenter Wärme. Aus diesen Zahlen kann man einfach die Energiebilanz der Atmosphäre ableiten:

$$80 \text{ W/m}^2 + (21 + 82) \text{ W/m}^2 = 183 \text{ W/m}^2 \quad (1)$$

Absorbierte Solarstrahlung + Flüsse sensibler und latenter Wärme = thermische Emission

Im langfristigen Mittel ist die Energiebilanz ausgeglichen. Abweichungen vom Gleichgewicht würden zu einer Temperaturänderung der Atmosphäre beziehungsweise des Erdbodens führen. Die derzeit beobachtete Temperaturzunahme (Klimawandel) entspricht nach aktuellem Stand des Wissens einem Ungleichgewicht von 0,6 W/m<sup>2</sup>. Von Interesse für atmosphärische Zirkulation und Wetter ist allerdings weniger die Tatsache, dass die Strahlungsbilanz nahezu ausgeglichen ist. Die räumliche und zeitliche Variabilität in der absorbierten Solarstrahlung, der Absorption und Emission von thermischer Strahlung sowie in den Flüssen sensibler und latenter Wärme treiben die atmosphärische Zirkulation (auf globaler Skala), das Wetter (auf der synoptischen Skala) aber auch mikroskalige Prozesse wie konvektive Bewölkung an.

## 2 Grundlagen

### 2.1 Globale Mittelwerte

Die Energiebilanz der Erde beziehungsweise die oben beschriebenen absorbierten beziehungsweise emittierten Energieflussdichten  $E_{abs/em}$  lassen sich einerseits direkt als absorbierte oder emittierte Strahlungsflussdichten, integriert über die gesamte Atmosphäre, in W/m<sup>2</sup> darstellen. Zur Beschreibung von Vertikalprofilen (siehe auch den Artikel „Strahlungsbilanz und Wolkeneigenschaften aus Flugzeugmessungen“) verwendet man die pro Volumen absorbierte/emittierte Leistung in

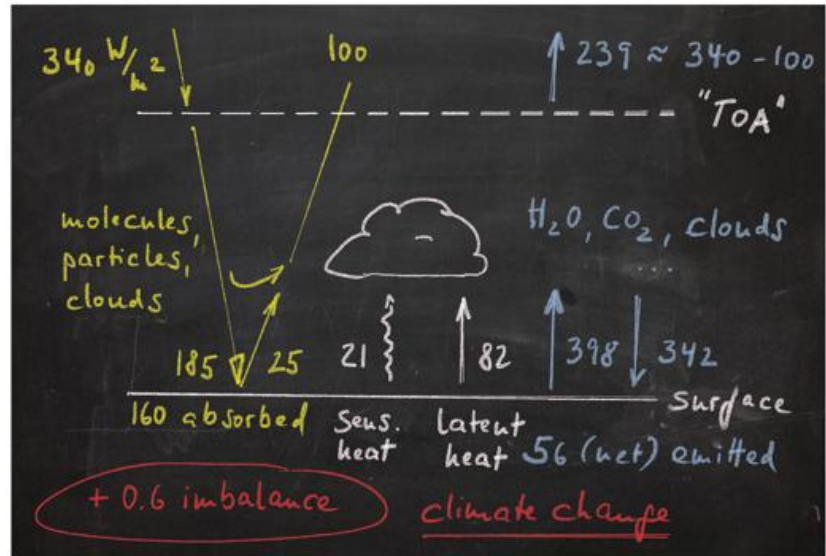


Abb. 11-1: Energiebilanz von Erde und Atmosphäre nach Wild et al., Climate Dynamics, 2015. Alle Zahlen in W/m<sup>2</sup>. Solare Bestrahlungsstärke (gelb), thermische Bestrahlungsstärke (blau), Energieflussdichten sensibler und latenter Wärme (weiß).

W/m<sup>3</sup>. Gebräuchlicher ist jedoch die daraus resultierende Temperaturänderung  $dT/dt$ .

Beginnen wir aber zunächst mit der Betrachtung der in der Gesamtsäule emittierten oder absorbierten Strahlungsleistung. Mit  $\Delta Q = c_p \cdot m \cdot \Delta T = E_{abs/em} \cdot A \cdot \Delta t$  kann man

$$\frac{dT}{dt} = \frac{E_{abs/em}}{c_p \cdot m / A} = \frac{E_{abs/em} \cdot g}{c_p \cdot p_0} \quad (2)$$

berechnen, wobei  $m/A$  die Gesamtmasse der Atmosphäre pro Fläche ist, die über die hydrostatische Grundgleichung mit dem Druck am Erdboden  $p_0$  zusammenhängt. Damit ergeben sich typische Werte im Bereich von 1 K/d, siehe Tabelle 11-1. Des Vergleichs wegen sind dort auch die Flussdichten sensibler und der latenter Wärme aufgezählt. Bei den Werten handelt es sich nur um Größenordnungen, denn alle Komponenten weisen charakteristische Vertikalverteilungen auf, die später detailliert betrachtet werden sollen. Während die sensible Wärme direkt in der Luftschicht, die in Kontakt mit dem Erdboden ist, freigesetzt wird, wird die latente Wärme in den Wolken wirksam (dort wo das am Boden verdunstete Wasser kondensiert). Die Strahlungskomponenten sind deutlich weniger lokalisiert und werden durch die Vertikalprofile einer Reihe von atmosphärischen Absorbieren und Streuern bestimmt, darunter Wasserdampf und Spurengase (CO<sub>2</sub>, Ozon), Aerosol und Wolken. Im solaren Spektralbereich ergibt sich durch den variablen Sonnenzenitwinkel eine

Tab. 11-1: Energiequellen und -senken in der Atmosphäre und Erwärmungs- und Abkühlungsraten bezogen auf die gesamte Atmosphäre.

Komponente	$E_{abs} / (\text{W/m}^2)$	$dT/dt / (\text{K/d})$
Absorbierte Solarstrahlung	+80	+0,67
Emittierte thermische Strahlung	-183	-1,52
Latente Wärme	+82	+0,68
Sensible Wärme	+21	+0,17

ausgesprochene Breitenabhängigkeit sowie tages- und jahreszeitliche Variabilität.

## 2.2 Vertikalprofile

Abbildung 11-2 zeigt Erwärmungsrateprofile für eine idealisierte wolkenlose Atmosphäre, die „US Standard Atmosphäre“, aufgeschlüsselt nach thermischem (links) und solarem (rechts) Beitrag, sowie nach den Hauptabsorbieren Wasserdampf, Ozon und  $\text{CO}_2$ . Die auffälligsten Merkmale sind die hohe solare Erwärmungsrate in der Stratosphäre, verursacht durch Ozon, die für die charakteristische Temperaturstruktur der Stratosphäre verantwortlich ist. Die hohen Werte sind durch die geringe Dichte zu erklären: hier verteilt sich die absorbierte Energie auf deutlich weniger Moleküle als in der Troposphäre. Demgegenüber steht eine Erwärmungsrate von 1 K/d in der Troposphäre, die zu fast 100 % durch Wasserdampf verursacht wird. Hier soll der Vollständigkeit halber erwähnt werden, dass man zur Berechnung der mittleren Erwärmungsrate, wie sie in Tabelle 11-1 aufgezählt sind, die Werte mit der Dichte gewichten muss, sodass der Stratosphäre ein geringes Gewicht zukommt. Der solaren Erwärmung in der Stratosphäre steht eine deutlich geringere thermische Abkühlungsrate gegenüber, die durch  $\text{CO}_2$  verursacht wird. Die Abkühlung durch  $\text{CO}_2$  entspricht der bekannten Tatsache, dass eine  $\text{CO}_2$ -Erhöhung in der Troposphäre zu einer Erwärmung, in der Stratosphäre jedoch zu einer starken Abkühlung führt, was später noch genauer erläutert wird. In der Troposphäre

ist, wie auch im solaren Spektralbereich, der Wasserdampf die dominante Spezies und die thermische Abkühlungsrate von 1 bis 2 K/d überwiegt die solare Erwärmungsrate. Letztere ist jedoch stark vom Sonnenzenitwinkel abhängig – in diesem Fall  $60^\circ$ .

Abbildung 11-3 zeigt troposphärische Erwärmungsrate für eine standardisierte (US Standard Atmosphäre, links) und eine reale Atmosphäre (Radiosonde Oberschleißheim, 16. Mai 2003, 12 UTC, rechts). Insbesondere ist auch die Zenitwinkelabhängigkeit der solaren Erwärmungsrate dargestellt. Die Standardatmosphäre zeichnet sich durch glatte Verläufe der Temperatur- und Spurengasprofile aus. Aus diesem Grund sind auch die Erwärmungsrate nicht stark strukturiert. Anders bei dem tatsächlich gemessenen Profil: Der Oberrand der Mischungsschicht wird durch eine leicht stabile Temperaturschichtung begrenzt. An dieser Grenze ändert sich die relative Feuchte nahezu sprunghaft von etwa 60 % auf Werte kleiner 10 %. Aufgrund des scharfen Gradienten wird am Oberrand dieser Schicht ein Teil der Solarstrahlung absorbiert, die durch die trockene Atmosphäre darüber weitgehend ungehindert transmittiert wurde. Ähnliches gilt für die thermische Emission. Durch solche Gradienten in den Absorberkonzentrationen entstehen Erwärmungs- und Abkühlungsrate, welche die typischen Werte von 1 bis 2 K/d deutlich übersteigen. Bei hohem Sonnenstand (kleiner Zenitwinkel) kompensieren sich die solaren und thermischen Anteile teilweise, wobei in diesem Beispiel die thermische Abkühlungsrate fast immer dominiert.

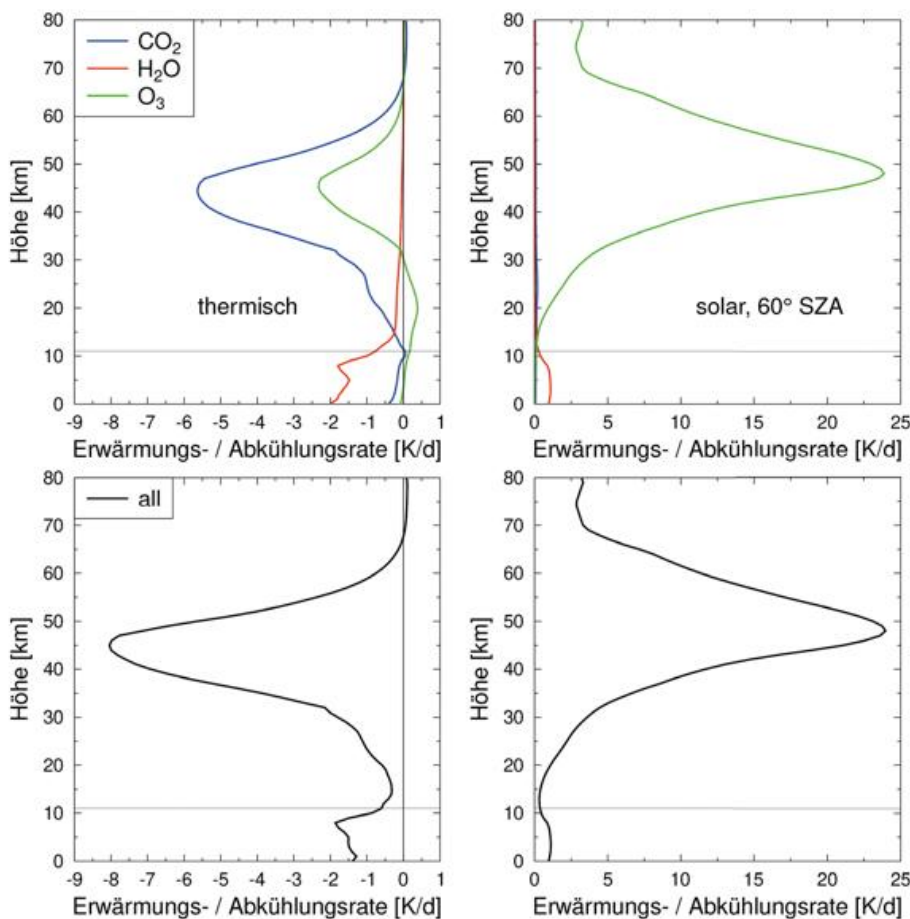


Abb. 11-2: Erwärmungsrate für eine idealisierte Atmosphäre (US Standard Atmosphäre).

Um die Vertikalprofile besser zu verstehen, zeigt Abbildung 11-4 spektrale Erwärmungs- und Abkühlungsrate als Funktion der Höhe, für die wolkenlose US Standard Atmosphäre sowie eine idealisierte Wolke zwischen 2 und 4 km. Die Farbskala ist logarithmisch gewählt, da die Erwärmungsrate einen weiten Bereich überdecken und insbesondere im bewölkten Fall komplett durch die Werte an der Wolkenoberkante dominiert würden. Im solaren Spektralbereich ist die Absorption mit wenigen Ausnahmen durch Wasserdampf bedingt. Ausgehend von den schwachen Wasserdampfbanden im sichtbaren Spektralbereich nimmt die Absorption in Richtung Infrarot immer mehr zu, was dazu führt, dass die Strahlung bereits in größeren Höhen absorbiert wird. Neben Wasserdampf absorbiert vor allem Ozon: Im UV-Bereich bis etwa 340 nm ist die Absorption in einem schmalen Band in der Stratosphäre erkennbar, und im Sichtbaren führt die Chappuis-Bande zwischen 400 und 650 nm zu einer Erwärmung

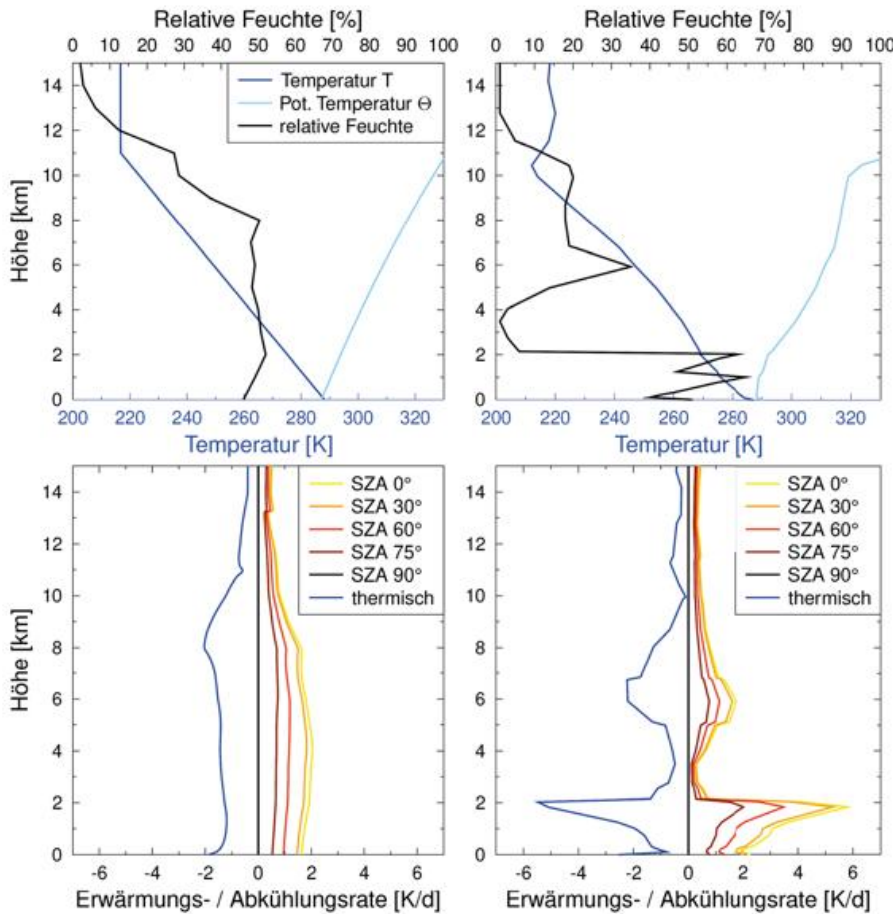


Abb. 11-3: Erwärmungsraten für eine standardisierte Atmosphäre (US Standard Atmosphäre, links) und eine reale Atmosphäre (Radiosonde Oberschleißheim, 16. Mai 2003 12 UTC, rechts).

über einen breiten Höhenbereich. Ebenfalls ist die Sauerstoff A-Bande bei 760 nm zu erkennen. Der Unterschied in der Vertikalstruktur zwischen Wasserdampf und Ozon ist vor allem auf die deutlich unterschiedlichen Vertikalverteilungen zurückzuführen: Wasserdampf und damit auch die Absorption durch Wasserdampf ist in der Troposphäre konzentriert, insbesondere in der Mischungsschicht, während die Ozonkonzentration ihr Maximum in der Stratosphäre erreicht. Neben den Absorberprofilen sind natürlich der Sonnenzenitwinkel und die Bodenalbedo wichtige Einflussparameter.

Während die Erwärmungsraten im solaren Spektralbereich im wesentlichen durch das Vertikalprofil der Absorber bestimmt sind, entstehen thermische Erwärmungs- und Abkühlungsraten durch ein Wechselspiel aus Emission und Absorption und werden daher auch durch das Temperaturprofil bestimmt. Anders als im solaren Spektralbereich ist die Quelle der Strahlung überall in der Atmosphäre, hauptsächlich

jedoch im Bereich hoher Temperaturen und hoher Absorberdichten und natürlich am Erdboden, der im thermischen Spektralbereich häufig als schwarzer Strahler genähert werden kann. Auch im thermischen Spektralbereich ist Wasserdampf der dominante Absorber. Über weite Bereiche wird die Troposphäre durch die thermische Emission des Wasserdampfs gekühlt. Die Strukturen sind dadurch zu erklären, dass unterhalb des „blauen“ Bereichs die Absorption so stark ist, dass emittierte Strahlung gleich wieder absorbiert wird – Emission und Absorption kompensieren sich dort nahezu. Erst in einer Höhe, wo die Absorption klein genug wird, dass die mittlere freie Weglänge der Photonen so groß wird, dass sie Bereiche anderer Temperaturen erreichen können, wird die Abkühlung signifikant. Die Kühlung durch Wasserdampf ist am schwächsten im atmosphärischen Fenster zwischen 8 und 12  $\mu\text{m}$ , wo die Atmosphäre vergleichsweise transparent ist: Die Abstrahlung ist daher auf den Bereich mit der höchsten Wasserdampfkonzentration beschränkt. Neben dem Wasserdampf

fallen im thermischen Spektralbereich vor allem die Banden von  $\text{CO}_2$  bei 15  $\mu\text{m}$  und von Ozon bei 9,7  $\mu\text{m}$  auf. Wie bereits in Abbildung 11-2 zu erkennen war, kühlt  $\text{CO}_2$  die Stratosphäre, da die Absorption der Banden so stark ist, dass

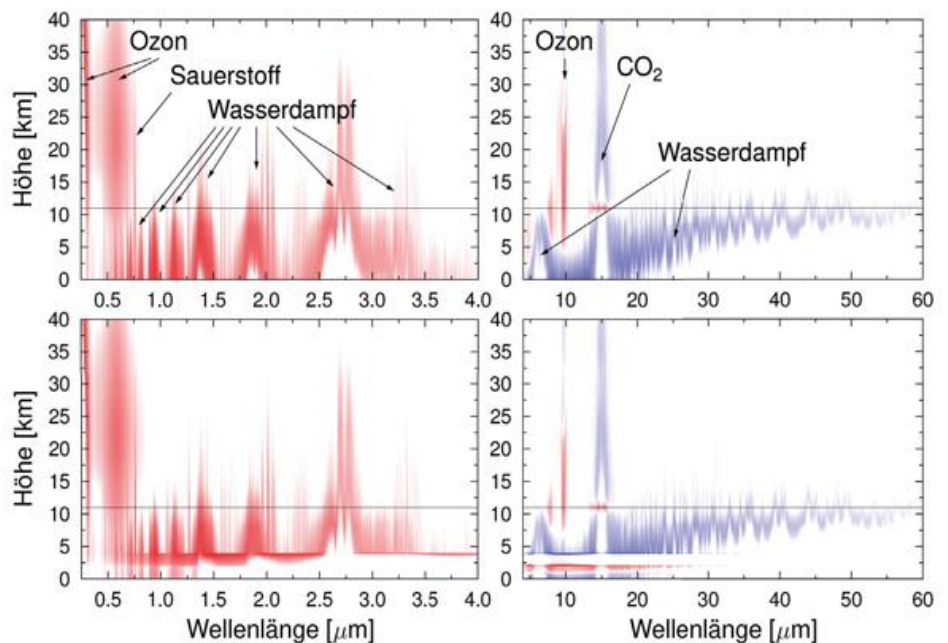


Abb. 11-4: Spektrale Erwärmungs- und Abkühlungsraten ohne Wolke (oben) und mit Wolke zwischen 2 und 4 km (unten) für die US Standard Atmosphäre. Die Farbintensität ist proportional zum Logarithmus der Erwärmungs- bzw. Abkühlungsrate. Die Linie bei 11 km markiert die Tropopause.

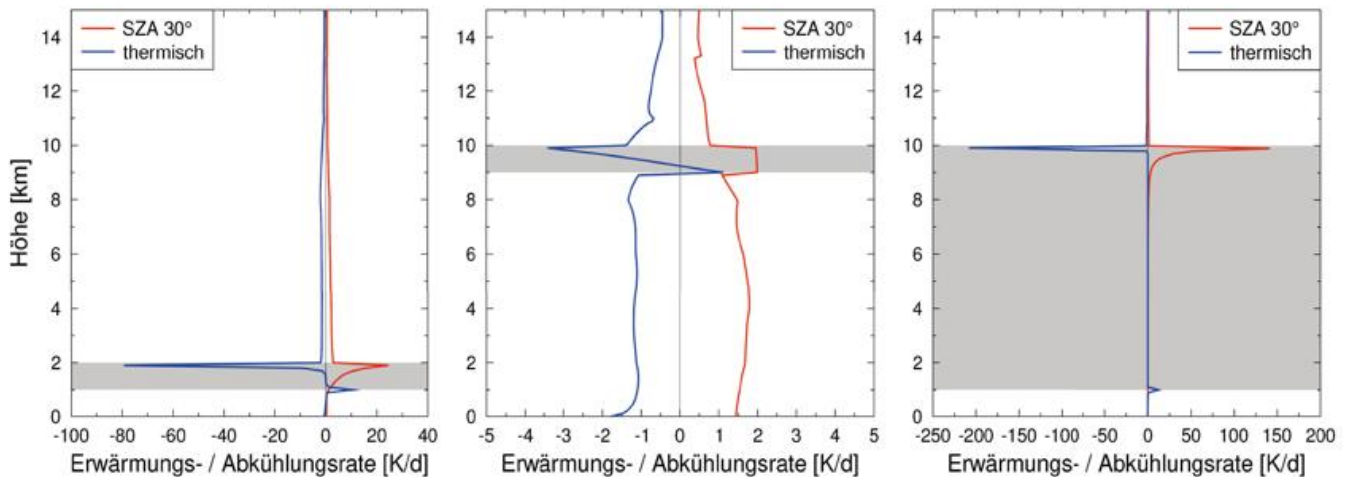


Abb. 11-5: Erwärmungsraten für eine idealisierte Atmosphäre (US Standard Atmosphäre) für drei Wolkentypen. Links: Niedrige Wolken (Stratus, Cumulus, Stratocumulus; 1-2 km, Flüssigwassergehalt 0,2 g/m<sup>3</sup>, optische Dicke 30). Mitte: Eiswolken (Cirren; 9-10 km, Eiswassergehalt 0,004 g/m<sup>3</sup>, optische Dicke 0,3). Rechts: Vertikal ausgedehnte Wolken (Cumulonimbus; 1-10 km, Flüssigwassergehalt 0,5 g/m<sup>3</sup>, optische Dicke 750).

die Emission im Zentrum der Bande erst in der Stratosphäre wirksam wird. Die Klimawirkung des Kohlendioxids, das heißt die Erwärmung der Troposphäre und des Erdbodens durch CO<sub>2</sub> geschieht in den Flanken der CO<sub>2</sub>-Bande. Bei 9,7 µm ist die Situation anders: Da das Maximum der Ozonkonzentration in der Stratosphäre liegt, absorbiert Ozon hier die vom Erdboden und dem troposphärischen Wasserdampf emittierte Strahlung, was zu einer Erwärmung der Stratosphäre führt. Wie eingangs schon gesagt, hängen thermische Erwärmungs- und Abkühlungsrate von den Profilen der Temperatur und des Absorbers ab, und wo die eine Komponente in der Stratosphäre abkühlend wirkt (CO<sub>2</sub>), kann die andere im selben Höhenbereich erwärmen (Ozon).

Wolken haben sowohl im solaren als auch im thermischen Spektralbereich einen starken Effekt: die Erwärmungs- und Abkühlungsrate an den Wolkenrändern sind stärker als irgendwo sonst in der Atmosphäre. Im Solaren absorbiert die Wolke über den gesamten infraroten Spektralbereich. Die starke Absorption hat zwei Ursachen: Der dominante Effekt ist die Absorption durch Wassertropfen beziehungsweise Eiskristalle selber. Ein weiterer Effekt, der insbesondere die Absorption in der Wolke unterhalb von 1 µm erklärt, ist die Erhöhung der Photonenweglänge durch Vielfachstreuung in der Wolke: Wasser absorbiert in diesem Spektralbereich nicht signifikant und die erhöhte Erwärmungsrate innerhalb der Wolke resultiert in diesem Fall aus der verstärkten Absorption durch Wasserdampf. Im Thermischen absorbiert und emittiert Wasser im gesamten Spektralbereich sehr stark, so dass Wolken (mit Ausnahme von dünnen Eiswolken) in guter Näherung als schwarze Strahler beschrieben werden können. An der Oberkante ist diese Emission direkt wirksam, was mit einer starken Abkühlungsrate verbunden ist, während an der Wolkenunterkante die Absorption von weiter unten emittierter Strahlung die Emission der kühleren Wolkenunterkante dominiert. Eine Wolke führt im thermischen daher meist zu einer starken Kühlung am Wolkenoberrand in Kombination mit einer schwächeren Erwärmung am Unterrand,

siehe auch Artikel von Manfred Wendisch, „Strahlungsbilanz und Wolkeneigenschaften aus Flugzeugmessungen“.

Abbildung 11-5 zeigt Erwärmungs- und Abkühlungsrate beispielhaft für drei Wolkentypen: Niedrige Wolken, Eiswolken und vertikal ausgedehnte Wolken. In allen drei Fällen sind die oben beschriebenen Phänomene zu erkennen: Am Oberrand findet man thermische Abkühlraten von bis zu mehreren 100 K/d, die teilweise durch die in der Regel kleineren solaren Erwärmungsraten kompensiert werden. Am Unterrand ist eine große, aber im Vergleich zum Oberrand moderate Erwärmung zu beobachten. Als Faustformel kann man für Wolken im thermischen Spektralbereich eine Einfachstreueralbedo von 0,5 annehmen, so dass die optische Dicke für Absorption für die drei Wolken etwa 15, 0,15 und 375 beträgt. Das entspricht einer Transmission (auf dem kürzest möglichen Weg, also senkrecht durch die Wolke) von  $\exp(-15) = 3 \cdot 10^{-7}$ , 0,86 und  $10^{-163}$ . Die Transmission sowohl der niedrigen Wolken als auch der vertikal ausgedehnten Wolken ist im thermischen Spektralbereich für praktische Zwecke gleich 0, so dass die Wolke als schwarzer Strahler genähert werden kann, dessen Emission innerhalb einer gewissen Eindringtiefe von maximal wenigen 100 m erfolgt. Die deutlich höhere Abkühlungsrate der vertikal ausgedehnten Wolke im Vergleich zur niedrigen Wolke (200 K/d statt 80 K/d) erklärt sich einerseits durch die geringere Dichte in 10 km Höhe (die selbe Wärmemenge verteilt sich dann auf weniger Moleküle) sowie die geringe Wasserdampfkonzentration oberhalb von 10 km: Bei der Abkühlrate am Oberrand der Wolke handelt es sich schließlich auch um die Bilanz von ausgehender und einfallender Strahlung, und die von oben einfallende Strahlung ist in 10 km Höhe geringer, da die Emissivität und die Temperatur der Atmosphäre oberhalb der Wolke deutlich geringer sind als bei 2 km.

Die Eindringtiefe der Strahlung im Solaren ist deutlich größer, da die Absorption von Flüssigwasser geringer ist als im Thermischen. Bei der niedrigen Wolke erstreckt sie sich in diesem Beispiel über deren gesamte vertikale Ausdehnung. Der Cirrus ist optisch so dünn, dass er nur einen Bruchteil

der solaren und thermischen Strahlung absorbiert, was dann auch eine thermische Emissivität von deutlich unter 1 impliziert. Bei der Betrachtung der Wolken ist klar, dass die eindimensionale Darstellung der komplexen Struktur einer Wolke im Allgemeinen nicht gerecht wird. Insbesondere Cumulus und Cumulonimbus, aber auch Stratocumulus und jede Form strukturierter Wolken sind dreidimensionale Objekte mit mehr oder weniger starker Variabilität in x- und y-Richtung.

### 3 Physikalischer Hintergrund

Absorptions- und Streukoeffizienten sind grundsätzlich Funktionen der drei Raumkoordinaten x, y und z. In den meisten Strahlungstransportanwendungen wird angenommen, dass die Variabilität in z-Richtung grösser ist als in x- und y-Richtung und dass letztere vernachlässigt werden können. Diese sogenannte eindimensionale Näherung wird in allen Wetter- und Klimamodellen verwendet, motiviert einerseits dadurch, dass die Variabilität in x- und y-Richtung in diesen Modellen nicht aufgelöst ist. Andererseits ist die Rechengeschwindigkeit eindimensionaler Näherungen um ein Vielfaches höher als die von dreidimensionalen Lösungsverfahren. Bei wolkenauflösenden Modellen mit einer Auflösung im Bereich von 1 km oder weniger fällt die erste Motivation weg, und wie Anthony Davis in einem Artikel 1999 formulierte: „Homogeneous plane-parallel clouds may not exist in nature but they are the only ones for which we know how to solve the radiative transfer in a small amount of computer time“ (DAVIS et al. 1999).

Im Folgenden werden der Einfachheit halber die wesentlichen Zusammenhänge eindimensional abgeleitet. Die dreidimensionale Lösung wird jedoch in jedem Fall mit angegeben.

Im 1D-Fall teilt man die Atmosphäre in vertikale Schichten ein. Die in einer Schicht i absorbierte (oder emittierte) Strahlungsenergie kann über eine Bilanzgleichung aus den Bestrahlungsstärken an den Schichtgrenzen i (unten) und i+1 (oben) berechnet werden:

$$\Delta Q = (E_{\downarrow i+1} - E_{\uparrow i+1} - E_{\downarrow i} + E_{\uparrow i}) \cdot A \cdot \Delta t \quad (3)$$

$$= (E_{net,i+1} - E_{net,i}) \cdot A \cdot \Delta t$$

Dabei werden alle Bestrahlungsstärken „in die Schicht hinein“ positiv und die „aus der Schicht heraus“ negativ gezählt. Die Nettobestrahlungsstärke ist in diesem Zusammenhang definiert als  $E_{net} = E_{\downarrow} - E_{\uparrow}$ .

Mit  $\Delta Q = c_p \cdot \Delta m \cdot \Delta T$  und der Definition der Dichte  $\rho = \frac{\Delta m}{\Delta V} = \frac{\Delta m}{\Delta A \cdot \Delta z}$  ergibt sich im Grenzwert  $\Delta t \rightarrow 0, \Delta z \rightarrow 0$ :

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{\rho c_p} \frac{dE_{net}}{dz} \quad (4)$$

beziehungsweise im dreidimensionalen Fall

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{\rho c_p} \vec{\nabla} \cdot \vec{E}_{net} \quad (5)$$

Alternativ kann die Erwärmungsrate aus dem aktinischen Fluß  $F = \int L d\Omega$  bestimmt werden, wie im folgenden gezeigt wird:

Die Nettobestrahlungsstärke ist die Differenz der nach oben und nach unten gerichteten Bestrahlungsstärken und kann daher durch Integration der cosinus-gewichteten Strahlendichte über den gesamten Raumwinkel  $4\pi$  bestimmt werden:

$$E_{net} = E_{\downarrow} - E_{\uparrow} = -\int_0^{90^\circ} L \cos \theta d\Omega - \int_{90^\circ}^{180^\circ} L \cos \theta d\Omega = -\int_0^{180^\circ} L \cos \theta d\Omega \quad (6)$$

Das Pluszeichen vor dem zweiten Integral ergibt sich aus der Tatsache, dass  $\cos \theta$  im Bereich  $90^\circ$  bis  $180^\circ$  negativ ist.

Ausgehend von der monochromatischen Strahlungstransportgleichung:

$$\frac{1}{\beta_{ext}} \frac{dL_\lambda}{ds} = -L_\lambda + \frac{\omega_0}{4\pi} \int p(\Omega', \Omega) L_\lambda(\Omega') d\Omega' + (1 - \omega_0) B_\lambda(T) \quad (7)$$

mit  $dz = -ds \cos \theta$  (Minuszeichen, da „nach unten“ bei unserer Definition die Nettobestrahlungsstärke positiv ist) wird aus der linken Seite

$$-\frac{1}{\beta_{ext}} \frac{dL_\lambda}{dz} \cos \theta$$

Integration beider Seiten über den Raumwinkel  $\Omega$  ergibt

$$-\frac{1}{\beta_{ext}} \frac{d}{dz} \int_{4\pi} L_\lambda \cos \theta d\Omega = \int_{4\pi} L_\lambda d\Omega - \frac{\omega_0}{4\pi} \dots \quad (8)$$

$$\int_{4\pi} \int_{4\pi} p(\Omega', \Omega) d\Omega L_\lambda(\Omega') d\Omega' - (1 - \omega_0) \int_{4\pi} B_\lambda(T) d\Omega$$

Unter Nutzung der Normierung der Phasenfunktion

$$\int_{4\pi} p(\Omega', \Omega) d\Omega = 4\pi$$

und der Isotropie der Planck-Funktion

$$\int_{4\pi} B_\lambda(T) d\Omega = 4\pi B_\lambda(T)$$

erhält man schließlich:

$$\frac{1}{\beta_{ext}} \frac{dE_{net,\lambda}}{dz} = F_\lambda - \omega_0 F_\lambda - (1 - \omega_0) 4\pi B_\lambda(T) \quad (9)$$

$$\frac{dE_{net,\lambda}}{dz} = \beta_{abs} \cdot [F_\lambda - 4\pi B_\lambda(T)] \quad (10)$$

Die Erwärmungsrate ergibt sich dann durch Integration über die Wellenlänge und Multiplikation mit  $\frac{1}{\rho c_p}$ . In 3D lautet der vollständige Zusammenhang:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{\rho c_p} \vec{\nabla} \cdot \vec{E}_{net} = \frac{1}{\rho c_p} \int \beta_{abs}(\lambda) \cdot [F_\lambda - 4\pi B_\lambda(T)] d\lambda \quad (11)$$

Auf diese Weise wurde gezeigt, dass die Erwärmungsraten einerseits aus der Divergenz des Nettoflussvektors, andererseits aus der Differenz von absorbierter Leistung (das Produkt aus aktinischem Fluss und Absorptionskoeffizient) und emittierter Leistung (das Produkt aus Planck-Emission und Emissionskoeffizient, der nach dem Kirchhoffschen Gesetz gleich dem Absorptionskoeffizient ist) berechnet werden kann.

Die Erwärmungsrate ist damit sehr nahe verwandt mit der Photolysefrequenz

$$j = \int \sigma_{abs}(\lambda) \cdot \phi(\lambda) \cdot F_\lambda d\lambda \quad (12)$$

wobei  $\sigma_{abs}$  und  $\phi$  molekulspezifischer Absorptionswirkungsquerschnitt und Quantenausbeute sind.

Mikrophysikalische Interpretation:

Der Absorptionskoeffizient  $\beta_{abs} = n \cdot \sigma_{abs} = N/V \cdot \sigma_{abs}$  ist das Produkt aus Moleküldichte  $n$  und Absorptionswirkungsquerschnitt  $\sigma_{abs}$ . Für einen makroskopischen (kugelförmigen) schwarzen Strahler wäre  $\sigma_{abs} = \pi r^2$  gleich der geometrischen Querschnittsfläche. Damit wird aus dem Emissionsterm

$$\int \beta_{abs}(\lambda) \cdot 4\pi B_\lambda(T) d\lambda = n \cdot 4\sigma_{abs} \cdot \pi \int B_\lambda(T) d\lambda = N/V \cdot 4\pi r^2 \cdot \sigma T^4 \quad (13)$$

wobei man nutzt, dass sich das Stephan-Boltzmann-Gesetz durch Integration der Planck-Formel über Wellenlänge und Winkel ergibt:

$$\pi \int B_\lambda(T) d\lambda = \sigma T^4 \quad (14)$$

Die Abkühlrate einer Anzahl von als schwarzen Strahlern genäherten Teilchen bestimmt sich also einfach aus der Summe der thermischen Emission der einzelnen Partikel  $4\pi r^2 \sigma T^4 = A_s \sigma T^4$ , wobei  $A_s$  die Oberfläche des Teilchens ist. Diesen intuitiv leicht nachvollziehbaren Zusammenhang werden wir später noch anwenden, um die Abkühlrate von dreidimensionalen Wolken abzuschätzen.

#### 4 3D-Strahlungstransport im Vergleich zu 1D-Strahlungstransport

Dreidimensionaler Strahlungstransport ist mit Monte-Carlo-Modellen exakt lösbar. Monte-Carlo-Modelle wie der „Monte Carlo Code for the physically correct tracing of photons in cloudy atmospheres“ (MYSTIC) erlaubt die physikalisch korrekte Berechnung von Strahldichten, Bestrahlungsstärken und damit natürlich auch von Erwärmungs- und Abkühlungsrate für beliebig komplexe Atmosphären und Oberflächen (MAYER 2009). Als statistisches Verfah-

ren ist die Monte-Carlo-Methode unweigerlich mit einem Photonrauschen verbunden und gerade bei der Berechnung von thermischen Erwärmungs- und Abkühlungsrate, bei denen es sich um Differenzen von Differenzen großer Zahlen handelt ( $\Delta(E_1 - E_1)/\Delta z$ ) sind spezielle Methoden erforderlich, da sich sonst der statistische Fehler aufschaukelt. Ein effizientes Monte-Carlo-Verfahren für thermische Erwärmungs- und Abkühlungsrate wurde von KLINGER und MAYER (2014) beschrieben.

Alle Rechnungen in diesem Artikel wurden mit dem Strahlungstransportpaket libRadtran durchgeführt (MAYER und KYLLING 2005, EMDE et al. 2017). libRadtran ist ein frei verfügbares, benutzerfreundliches Modell (<http://www.libradtran.org>) zur Berechnung von Strahldichten, Bestrahlungsstärken, aktinischen Flüssen und Erwärmungs- beziehungsweise Abkühlungsrate in komplexen Atmosphären. Die Strahlungstransportgleichung wird dabei entweder eindimensional mit präzisen „Discrete-ordinate“-Verfahren oder schnellen Zweistromverfahren oder eben dreidimensional mit MYSTIC gelöst.

3D-Strahlungstransport ist also möglich, aber in der Regel sehr rechenzeitintensiv. Das liegt einerseits daran, dass 3D-Strahlungstransportmodelle naturgemäß komplexer sind als 1D-Modelle, bei denen die optischen Eigenschaften der Atmosphäre nur in z-Richtung variieren. Will man das 3D-Strahlungstransportmodell mit einem atmosphärischen Modell (zum Beispiel Wolkenmodell oder Wettermodell) koppeln, dann widerspricht der horizontale Transport von Strahlung zwischen Gittersäulen außerdem der Parallelisierung von modernen Modellen, bei denen die Kommunikation über mehrere Säulen hinweg rechenzeittechnisch sehr aufwendig ist. Gerade bei der solaren Strahlung ist insbesondere dieser Horizontaltransport potentiell von Bedeutung, da Gittersäulen zum Beispiel Schatten auf benachbarte Gittersäulen werfen können. Die wissenschaftliche Motivation für 1D-Strahlungstransport beziehungsweise die sogenannte „Independent Column Approximation“ (ICA) stammt aus einer Zeit, in der die Modellauflösung so gering war, dass der Horizontalaustausch von Strahlung im Vergleich zum Vertikalaustausch vernachlässigbar war. Oder, um bei unserer Terminologie vom letzten Abschnitt zu bleiben:

$$\frac{dE_{net,x}}{dx} \ll \frac{dE_{net,z}}{dz} \quad (15)$$

Wichtig ist hier die Betonung auf Nettobestrahlungsstärke, denn auch beim 1D-Strahlungstransport können sich Photonen in horizontaler Richtung bewegen – der Nettofluss ist in dieser Näherung jedoch gleich 0. Bei wolkenauflösenden Modellen mit einer Auflösung von 100 m oder weniger ist diese Voraussetzung sicher nicht erfüllt, bei Klimamodellen mit ihren 100 km großen Gitterzellen dagegen schon. Andererseits sind bei Modellen mit einer Auflösung von 100 m oder besser die Strahlungsprozesse innerhalb der Gitterbox im Wesentlichen aufgelöst. Beim Klimamodell gibt es dagegen substantielle Sub-Pixel-Variabilität, zum

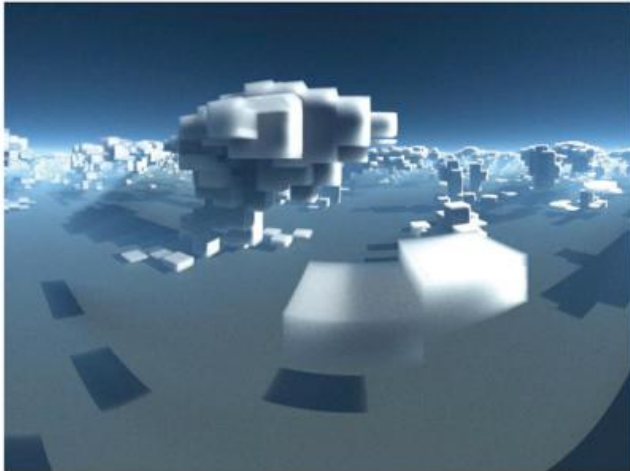


Abb. 11-6: Visualisierung einer EULAG-Simulation einer Gewitterzelle (Modellauflösung 2 km) mit Hilfe von MYSTIC.

Beispiel in Form nicht aufgelöster Wolken innerhalb eines Pixels, die einen Einfluss auf Strahlungstransport, Bestrahlungsstärken und Erwärmungsraten haben kann. Zu den 3D-Strahlungstransportprozessen sind also sowohl horizontale Strahlungsausbreitung als auch Sub-Pixel-Inhomogenität zu zählen. Die durch Vernachlässigung dieser Prozesse entstehenden Unsicherheiten werden auch als ICA-Fehler und „Plane-parallel bias“ bezeichnet (siehe auch Artikel von Andreas Macke, „Kleinskalige Variabilität der solaren Einstrahlung am Erdboden“). Die Formulierung „bias“ legt nahe, dass die Vernachlässigung von Sub-Pixel-Effekten häufig zu systematischen Abweichungen führt. Die Berücksichtigung der Sub-Pixel-Variabilität ist daher essentiell bei niedrigauflösten Modellen. Sie wird zum Beispiel mittels der „maximum-random overlap assumption“ und entsprechenden Zweistromverfahren (ZDUNKOWSKI et al. 2007) oder der „Monte Carlo independent column approximation“ näherungsweise und effizient berücksichtigt. Echter 3D-Strahlungstransport in hochauflösten Wolkenmodellen ist mit dem kürzlich entwickelten „TenStream-solver“ (JAKUB und MAYER 2015) und der „Neighbouring Column Approximation“ (KLINGER et al. 2017, und darin enthaltene Referenzen) möglich. Diese Näherungen sind zwar immer noch um den Faktor 1,5 bis 5 aufwendiger als eindimensionale Verfahren, erlauben aber zum ersten Mal die systematische Untersuchung von 3D-Effekten auf Wolkenbildung und -entwicklung in hochauflösten Wolkenmodellen – siehe letzter Abschnitt dieses Artikels. Wettermodelle wie COSMO-DE mit einer Auflösung von 2,8 km sind von beiden Effekten betroffen. Abbildung 11-6 zeigt als Beispiel die Simulation einer Gewitterwolke mit einer Modellauflösung von 2 km. Hier wird sofort klar, dass horizontaler Strahlungstransport zwischen benachbarten Säulen eine Rolle spielen muss: Wie in den vorigen Abschnitten gezeigt wurde, sind die

Erwärmungs- und Abkühlungsraten am Übergang von der Wolke zum wolkenlosen Himmel besonders groß. Wie gleich noch gezeigt wird, gilt das nicht nur am Oberrand und Unterrand der Wolke, sondern auch an den Seiten. Außerdem wird beim Betrachten der Szene unmittelbar klar, dass das Modell bei weitem nicht alle Wolkentypen und -strukturen auflöst, so dass auch die Sub-Pixel-Variabilität eine wichtige Rolle spielen muss.

### 5 3D-Effekte

#### 5.1 Analytische Abschätzung im Thermischen

Man könnte vermuten, dass 3D-Strahlungstransport schwieriger zu quantifizieren und zu verstehen ist, als die 1D-Näherung. In diesem Abschnitt wird gezeigt, dass das nicht notwendigerweise der Fall sein muss. Hier wird auf einfache Weise die thermische Abkühlungsrate einer dreidimensionalen Wolke quantitativ abgeschätzt. Gehen wir dazu zunächst von einer stark vereinfachten Wolkengeometrie aus, einer kugelförmigen Wolke, siehe Abbildung 11-7. Unter der weiteren Annahme, dass der Boden eine Temperatur  $T_s$  und die Wolke eine konstante Temperatur  $T_c$  hat, lässt sich in einem ersten Schritt die Erwärmungsrate für eine Wolke in einer nicht absorbierenden Atmosphäre

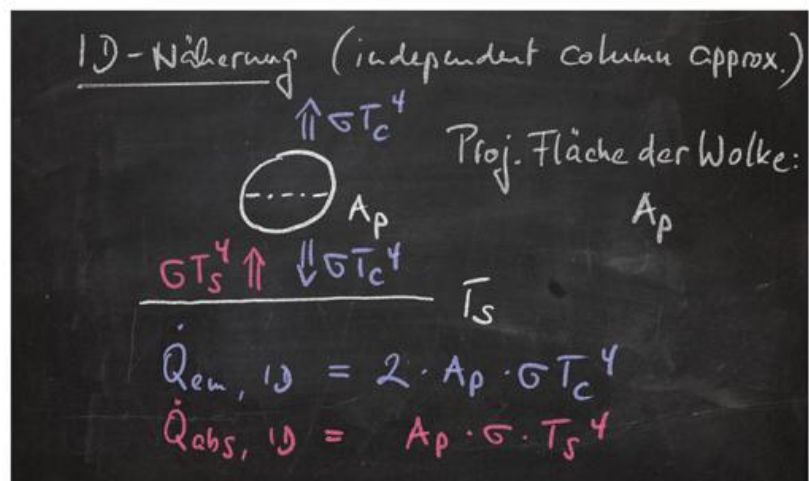
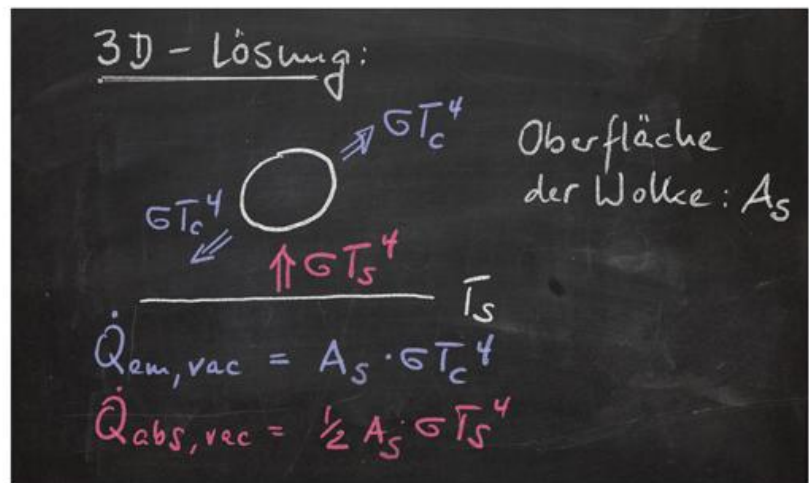


Abb. 11-7: 3D-Lösung für eine idealisierte Kugelwolke (oben) und 1D-Näherung (independent column approximation, unten).

re berechnen. Nähert man die Wolke als nicht streuenden schwarzen Strahler an, dann ist die gesamte emittierte Leistung gleich der Oberfläche der kugelförmigen Wolke mal dem Stefan-Boltzmann-Gesetz:

$$\dot{Q}_{em} = -4\pi r^2 \cdot \sigma T_C^4 \quad (16)$$

Gleichzeitig absorbiert die Wolke die vom Boden emittierte isotrope Strahlung. Da diese nur aus dem unteren Halbraum kommt, ergibt sich für die absorbierte Leistung

$$\dot{Q}_{abs} = +2\pi r^2 \cdot \sigma T_S^4 \quad (17)$$

Die gesamte in Wärme umgewandelte Leistung lässt sich also ausdrücken als

$$\dot{Q}_{em} + \dot{Q}_{abs} = 4\pi r^2 \cdot (-\sigma T_C^4 + 0,5 \cdot \sigma T_S^4) \quad (18)$$

Das Ergebnis der „Independent Column Approximation“ lässt sich ebenso einfach ausdrücken. Da die Absorption und Emission hier (unabhängig von der Auflösung des Modells) nur nach oben und unten, aber nicht zu den Seiten hin, stattfindet, ist die maßgebliche Fläche hier die vertikal projizierte Fläche  $A_p = \pi r^2$ , und damit

$$\dot{Q}_{em,1D} + \dot{Q}_{abs,1D} = 2\pi r^2 \cdot (-\sigma T_C^4 + 0,5 \cdot \sigma T_S^4) \quad (19)$$

(Faktor 2 bei der Emission, weil die Wolke nach oben und unten abstrahlt). Die 1D-Näherung ist in diesem Fall nur halb so groß wie die 3D-Lösung. Generell kann man zeigen, dass für eine beliebig geformte Wolke

$$\dot{Q}_{em} + \dot{Q}_{abs} = A_s \cdot (-\sigma T_C^4 + 0,5 \cdot \sigma T_S^4) \quad (20)$$

und

$$\dot{Q}_{em,1D} + \dot{Q}_{abs,1D} = 2A_p \cdot (-\sigma T_C^4 + 0,5 \cdot \sigma T_S^4) \quad (21)$$

gilt, wobei  $A_s$  bei einer konvexen Wolke die Oberfläche und bei einer konkaven Wolke die Oberfläche der konvexen Hülle ist.  $A_p$  ist die vertikal projizierte Querschnittsfläche. Die Unsicherheit der 1D-Näherung bestimmt sich also alleine durch das Verhältnis  $A_s/2A_p$ . Da die Oberfläche immer grösser sein muss als zweimal die Projektion (= „Deckel + Boden“), kann man unmittelbar folgern, dass die 1D-„Independent Column Approximation“ die thermischen Abkühlungsraten systematisch unterschätzt. Im Grenzfall einer planparallelen Wolke geht  $2A_p \rightarrow A_s$ , da die Seitenflächen gegenüber Deckel und Boden vernachlässigbar sind. Für eine kugelförmige Wolke wurde ein Faktor 2 gezeigt, für einen Würfel ergäbe sich Faktor 3. Je höher die Wolke im Vergleich zur horizontalen Ausdehnung ist, umso grösser ist die Abweichung.

Bei dieser Abschätzung wurde eine Reihe von Vereinfachungen gemacht. Der Vergleich mit MYSTIC für eine Wolke ausreichend großer optischer Dicke zeigt, dass die dargestellte Lösung für eine Wolke in einer nicht-absorbierenden Atmosphäre korrekt ist. Atmosphärische Ab-

sorption reduziert die Erwärmungsraten der Wolken: Wie oben gezeigt wurde, werden die Wolkeneffekte nur im atmosphärischen Fenster wirksam, das in etwa ein Drittel zur integrierten thermischen Bestrahlungsstärke beiträgt. Streuung spielt im thermischen eine untergeordnete Rolle, insbesondere im Fall optisch dicker Wolken. Ein wichtiger Punkt ist jedoch, dass man in der Regel keine isolierten Wolken betrachtet, sondern Anordnungen von Wolken, die sich gegenseitig beeinflussen. Daher sollen im Folgenden die korrekten MYSTIC-3D-Ergebnisse für eine Wolkenform dargestellt werden, die der tatsächlichen Form von konvektiver Bewölkung recht nahe kommt.

## 5.2 Quantitative Berechnung im Solaren und Thermischen

Abbildung 11-8 zeigt solare und thermische Erwärmungsraten für eine regelmäßige Anordnung von Halbkugeln, berechnet mit MYSTIC. Als Atmosphäre wurde wieder die US Standard Atmosphäre verwendet. Anders als in der idealisierten Diskussion im letzten Abschnitt wurde hier keine einzelne Wolke gerechnet, sondern eine regelmäßige Anordnung von Halbkugeln, deren Abstand so gewählt wurde, dass der Bedeckungsgrad 50 % beträgt. Abbildung 11-8 links oben zeigt einen Ausschnitt aus dem sich periodisch wiederholenden Wolkenfeld. Die Wolke hat einen Flüssigwassergehalt von  $0,5 \text{ g/m}^3$ , was bei einer Tröpfchengröße von  $10 \mu\text{m}$  einer vertikalen optischen Dicke von etwa 20 entspricht. Die 3D-Rechnung wurde mit MYSTIC durchgeführt. Für die 1D-Rechnung wurden die Erwärmungsraten Säule für Säule berechnet, das heißt zum Beispiel für die mehr als 5000 Säulen, die für die Realisierung des abgebildeten Feldes von Halbkugelwolken verwendet wurden. In Abbildung 11-8 oben, Mitte, ist die berechnete Verteilung der solaren Erwärmungsrate (3D) auf einem vertikalen Querschnitt durch das Zentrum der Wolke zu sehen. Die Sonne scheint unter  $45^\circ$  Zenitwinkel von rechts. Man erkennt deutlich die höheren Erwärmungsraten an der beleuchteten Seite sowie den Schatten auf der unbeleuchteten Seite und unter der Wolke. Ebenso kann man bei genauem Betrachten den Schatten der Nachbarwolke im Bereich unterhalb der Wolken erkennen. Bei größeren Zenitwinkeln würde irgendwann der Schatten der Nachbarwolke auf die betrachtete Wolke fallen, was die oben abgeschätzte Erhöhung der Erwärmungsraten reduzieren würde. Im Thermischen (oben rechts) erkennt man deutlich die Emission der Wolkenoberkante und der Wolkenseiten, sowie die Erwärmung der Wolkenunterseite. Die solare Erwärmungsrate dringt deutlich weiter in das Innere der Wolke ein, was durch die geringere Absorption im Solaren sowie die Vorwärtsstreuung an Wolkentröpfchen zu erklären ist. Im Thermischen dagegen ist die Absorption so stark, dass ein Photon meistens nach ein oder zwei Wechselwirkungen mit Tröpfchen bereits absorbiert ist. In beiden Fällen (solar und thermisch) sieht man, dass bereits bei der optischen Dicke von 20 (typisch für Stratuswolken) die Erwärmungs- und Abkühlungsraten „gesättigt“ sind – bei höherer optischer Dicke (typisch für

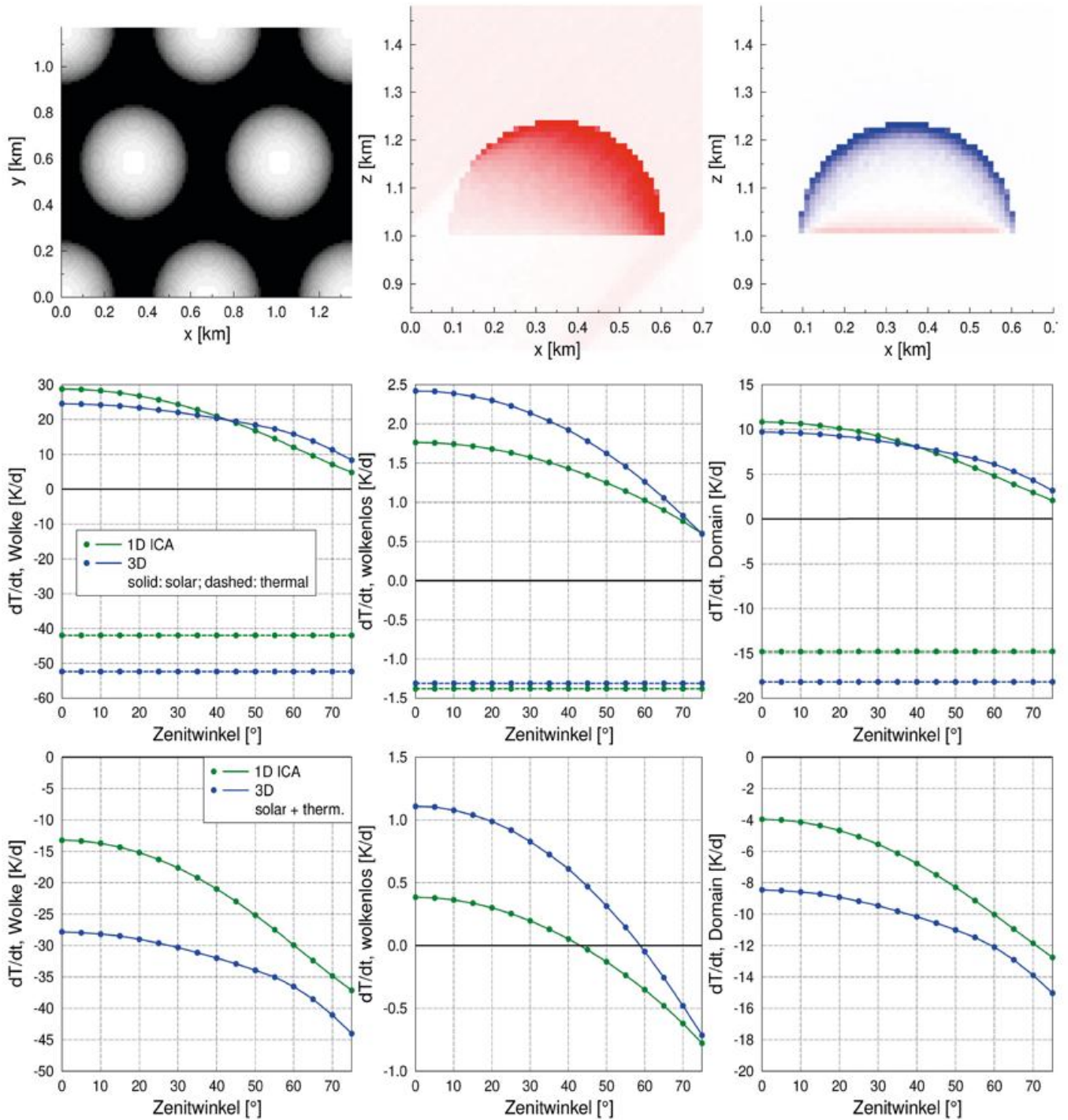


Abb. 11-8: Solare und thermische Erwärmungsraten für idealisierte Halbkugelwolken. Obere Reihe: Geometrie (xy-Schnitt) sowie solare und thermische Erwärmungsraten (xz-Schnitt). Mittlere Reihe: Solare und thermische Erwärmungsraten gemittelt über Wolke (links), wolkenlosen Bereich (Mitte) und gesamten Bereich (rechts). Untere Reihe: Wie Mitte, aber für die Summe aus solaren und thermischen Erwärmungsraten.

Cumulus- oder Cumulonimbuswolken) würde auch nicht signifikant mehr absorbiert, da die Erwärmungs- und Abkühlungsraten auf dem Weg durch die Wolke bereits auf nahe Null reduziert werden. Die Annahme, dass man die Wolke als schwarzen Strahler behandeln kann, ist für diesen Fall also gerechtfertigt: Absorptivität = Emissivität = 1. Die Abbildungen in der mittleren Reihe zeigen die über das Volumen integrierten Erwärmungsraten und zwar getrennt für das Wolkenvolumen, den wolkenlosen Bereich zwischen den Wolken, sowie das Gesamtvolumen. Alle Mittelwerte wurden über die be-

wölkte Schicht, also 1 km – 1,25 km gebildet. Zunächst zum Thermischen: Gemittelt über die Wolke ergibt sich ein Wert von -52 K/d (3D) beziehungsweise -42 K/d (1D). Nach der Abschätzung wäre das 3D-Ergebnis um den Faktor  $A_s/2A_p$  größer als die 1D-Näherung, was im Fall der Halbkugel  $3\pi r^2/2\pi r^2$  entspräche. Für eine einzelne Halbkugel im Vakuum wird dieses Ergebnis auch durch die Monte-Carlo-Rechnung exakt reproduziert, aber im realen Fall (Wolken, die sich gegenseitig beeinflussen und absorbierende Hintergrundatmosphäre) wird der Unterschied von 50 % auf 23 % reduziert. Im solaren

beobachten wir bei hoher Sonne (kleiner Zenitwinkel) eine geringere Erwärmungsrate in der 3D-Rechnung als im 1D-Fall. Dies ist ein typischer 3D-Effekt: Durch Streuung und horizontalen Photonentransport entstehen in der 3D-Rechnung Verluste von Photonen durch die Wolkenseiten, was zu geringerer Absorption in der Wolke, aber zu einem größeren Photonenfluss zwischen den Wolken und daher einer erhöhten Erwärmungsrate zwischen den Wolken führt (mittlerer Graph). Bei niedriger Sonne schlägt der oben beschriebene Effekt der Absorption durch die Wolkenseiten zu. Die Zenitwinkelabhängigkeit der Erwärmungsrate ist daher in 3D deutlich schwächer ausgeprägt als in 1D, da die Wolke auch bei niedrig stehender Sonne noch eine große Querschnittsfläche senkrecht zur Richtung der direkten Sonne hat – anders als in der 1D-Näherung, wo die Querschnittsfläche senkrecht zur Sonne durch den Cosinus des Zenitwinkels beschrieben wird. 3D- und 1D-Kurven schneiden sich, so dass bei einem bestimmten Zenitwinkel (in diesem Beispiel  $45^\circ$ ) keine Unterschiede zwischen 1D-Näherung und 3D-Rechnung auftreten, weil sich die beschriebenen Effekt gerade kompensieren. Die mittlere Abbildung zeigt, wie bereits erwähnt, das Mittel über den wolkenlosen Teil, das aufgrund der erhöhten diffusen Strahlung zwischen den Wolken in der 3D-Rechnung immer grösser ist als in der 1D-Näherung. Auch im Thermischen, wo die Abkühlrate in der Wolke in 3D grösser ist als in 1D, ist im Bereich zwischen den Wolken das Gegenteil der Fall. Generell ist also der Kontrast zwischen den wolkenlosen und bewölkten Bereichen in der 3D-Rechnung gegenüber der 1D-Näherung erhöht, was sich auf die Zirkulation (Aufsteigen im Bereich der Wolken, Absinken dazwischen) auswirken kann. Die rechte Abbildung zeigt schließlich den Mittelwert über den gesamten Bereich. Die Effekte in den Wolken und außerhalb der Wolken kompensieren sich teilweise und die resultierenden Differenzen in den solaren und thermischen Erwärmungsraten bewegen sich im Bereich von etwa 20 %, abhängig vom Zenitwinkel. Wichtig für die Zirkulation ist natürlich die Summe aus den solaren und thermischen Anteilen, und wie immer, wenn man zwei große fehlerbehaftete Zahlen voneinander subtrahiert, können hier große Abweichungen auftreten. Das ist auch hier der Fall, wie die untere Reihe Abbildungen eindrucksvoll zeigt. Das 3D-Ergebnis ist im Bereich der Wolke bis zu einem Faktor 2 grösser als das der 1D-Näherung – im Bereich der Wolke wie auch im wolkenlosen Teil. Auch die Mittelwerte über das Gesamtgebiet unterscheiden sich um bis zu Faktor 2. Diese großen Unterschiede bei hoch stehender Sonne sind dadurch zu erklären, dass die 1D-Näherungen sowohl im solaren als auch im thermischen geringere Werte produziert, das heißt einerseits geringere solare Erwärmungsraten sowie auch betragsmäßig größere Abkühlungsraten.

Solche Unterschiede haben das Potential, die Bildung von Wolken und gegebenenfalls sogar die Dynamik der Atmosphäre zu beeinflussen. Mögliche Einflüsse von Strahlung auf Wolken und die Unterschiede zwischen 1D-Näherung und 3D-Rechnung werden im nächsten Abschnitt erläutert.

## 6 Relevanz für Wolken, Wetter und Klima

Die Relevanz von solarer und thermischer Strahlung für die atmosphärische Dynamik ist unbestritten. Im vorigen Abschnitt wurde gezeigt, dass es signifikante Unterschiede zwischen korrekt berechneter 3D-Strahlung und der 1D-Näherung gibt. Die Frage, ob diese Unterschiede wichtig für die Wolkenbildung- und Entwicklung, die Numerische Wettervorhersage, oder die Klimawirkung von Wolken ist, ist nicht einfach zu beantworten, da 3D-Strahlungstransport in der Regel viel zu aufwendig ist, um ihn in dynamischen Modellen interaktiv anwenden zu können. In den letzten Jahren wurden in meiner Arbeitsgruppe zwei 3D-Parametrisierungen entwickelt, die schnell genug für den Einsatz in wolkenauflösenden (large eddy simulation, LES) Modellen sind. Die „Neighbouring Column Approximation“ (NCA, KLINGER et al 2017 und darin enthaltene Referenzen) nutzt die Tatsache, dass thermische Erwärmungsraten in der Regel direkt am Wolkenrand auftreten. Vereinfacht gesagt reicht für eine erste Näherung der thermischen Abkühlungsraten die Kenntnis, ob die benachbarte Gitterzelle einer bewölkten Gitterzelle bewölkt ist oder nicht. Die NCA nutzt daher für den 3D-Strahlungstransport nur die direkt benachbarten Gitterzellen. Dies ist essentiell für die Rechengeschwindigkeit, da Wechselwirkung über mehrere Gitterzellen schwierig mit der Parallelisierung moderner Modelle vereinbar ist. Auf diese Weise kostet die NCA nur einen Faktor 1,5 bis 2 mehr Rechenzeit als eine 1D-Strahlungstransportnäherung. Der „TenStream“ Solver (JAKUB und MAYER, 2015) ist eine Erweiterung des bekannten Zweistrom-Verfahrens auf drei Dimensionen. Während die Zweistrom-Methode nur Strahlungsflüsse in vertikaler Richtung berücksichtigt (nach oben und nach unten), berechnet TenStream auch Strahlungsflüsse in horizontaler Richtung und erlaubt so eine effiziente Näherung solarer und thermischer Erwärmungs- und Abkühlungsraten. Beide Verfahren wurden mit LES-Modellen gekoppelt und in den erwähnten Veröffentlichungen zum ersten Mal genutzt, um den Einfluß des 3D-Strahlungstransports auf Wolkenbildung systematisch zu untersuchen. Im folgenden sollen mögliche Effekte kurz diskutiert werden.

Im letzten Kapitel wurde gezeigt, dass an Wolkenrändern starke Absorption solarer Strahlung bzw. Emission thermischer Strahlung passiert. Die Absorption bzw. Emission geschieht zum großen Teil durch die Tröpfchen selbst, im solaren Spektralbereich zu einem geringeren Teil auch durch erhöhte Absorption durch Wasserdampf aufgrund der durch Mehrfachstreuung erhöhten Weglänge der Photonen. Da die Masse der Tröpfchen im Vergleich zur Masse der Luft in einer Wolke bei etwa 1 g/kg liegt, ist die Erwärmungsrate um ein Vielfaches höher als der für die Luft berechnete Wert, wenn man die absorbierte Energie nur auf die Masse der Wassertröpfchen bezieht (Größenordnung 1 K/s statt 100 K/d). Das bedeutet nichts anderes, als dass ein Tröpfchen, relativ zu seiner umgebenden Luft, durch Einwirkung von Strahlung stark erwärmt

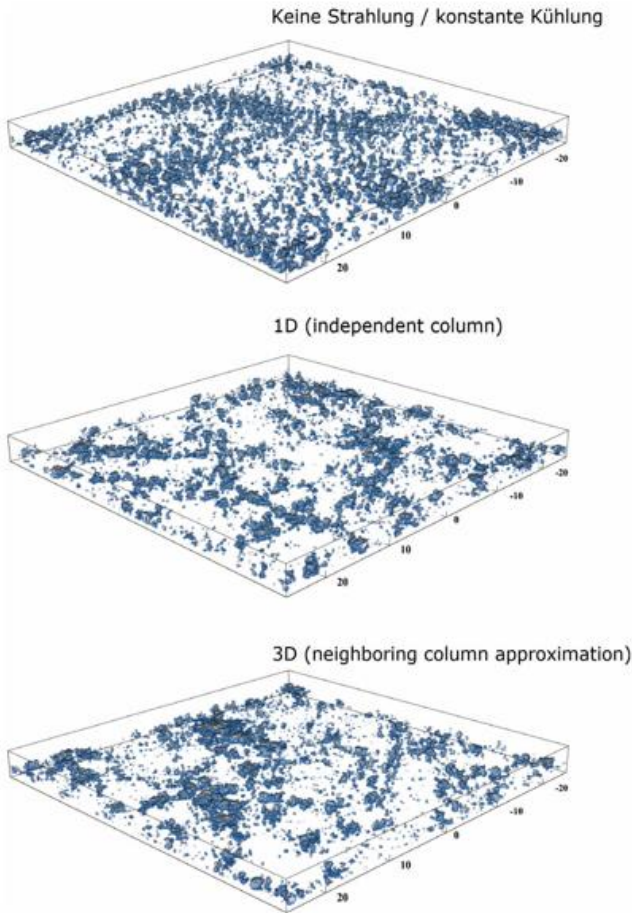


Abb. 11-9: Drei Simulation des wolkenauflösenden UCLA-LES-Modells, ohne interaktive Strahlung (oben), mit 1D-Näherung (Mitte) und 3D-Rechnung (unten). Der Flüssigwassergehalt in dem 50 km x 50 km großen Modellgebiet ist dargestellt.

oder gekühlt werden kann. In der klassischen Diffusionstheorie ist das Wachstum des Tröpfchens durch Diffusion von Wasserdampf zum Tröpfchen und die Diffusion der bei der Kondensation freiwerdenden latenten Wärme weg vom Tröpfchen limitiert. Bereits in den 1970ern und später wurde thermische Emission von Tröpfchen in der Nähe des Wolkenrandes als möglicher Mechanismus für eine Beschleunigung des Tröpfchenwachstums vorgeschlagen (ROACH 1976), aber wegen des beim Strahlungstransport notwendigen Rechenaufwandes nur wenig weiter verfolgt. Tröpfchen wachsen deshalb schneller, weil die freigesetzte latente Wärme schneller abgeführt werden kann. Während die klassische Diffusionstheorie ergibt, dass das Tröpfchenwachstum mit zunehmender Tröpfchengröße abnimmt, würde ein thermisch emittierendes Tröpfchen eine konstante Wachstumsrate aufweisen. Die thermische Abstrahlung ist aber nur am Rand der Wolke wirksam, da im Inneren der Wolke die von einem Tröpfchen emittierte Strahlungsleistung durch Absorption der von den umgebenden Tröpfchen emittierten Strahlungsleistung genau kompensiert wird – das Tröpfchen ist dort im thermischen Gleichgewicht mit seiner Umgebung. Diese Erklärung ist nur eine andere Formulierung unserer Herangehensweise in den vorhergehenden Abschnitten: Die Tröpfchen emittieren nur dort „netto“, wo die Abkühlrate ungleich 0 ist. Quantitative Untersu-

chungen zur Frage, ob und wie Absorption von Strahlung Tröpfchenwachstum beeinflussen können, sind Gegenstand aktueller Forschung.

Absorption und Emission von Strahlung führt also zunächst zur Erwärmung bzw. Abkühlung der Tröpfchen. Der Temperaturunterschied zwischen Tröpfchen und Umgebung wird dann durch Wärmediffusion schnell ausgeglichen und resultiert schließlich in einer Erwärmung beziehungsweise. Abkühlung des gesamten Volumens – mit eben den berechneten Erwärmungs- und Abkühlungsrate. Diese Erwärmungs- und Abkühlungsrate ändern die Temperaturschichtung und Stabilität der Atmosphäre und beeinflussen damit die Dynamik. Thermische Emission an der Wolkenoberkante führt zur Verstärkung der Inversion, die die Wolke begrenzt. Innerhalb der Wolke führt die Abkühlung an der Oberkante und die gleichzeitige Erwärmung der Unterkante durch Absorption der vom Erdboden emittierten thermischen Strahlung zu einer Destabilisierung. Diese in stratiformen Wolken bekannten Vorgänge werden in durchbrochenen Wolken durch die dreidimensionalen Effekte weiter verstärkt. Ein Beispiel ist in KLINGER et al. (2017) gezeigt: Thermische Strahlung begünstigt die Organisation konvektiver Wolken und dieser Effekt ist mit korrekt berechneter 3D-Strahlung noch stärker als mit einer 1D-Näherung. In den Untersuchungen wurde unter anderem gezeigt, dass die Zirkulation am Rand der Wolke (Aufsteigen im konvektiven Kern und Absinken in der “subsiding shell”) durch 3D-Strahlungseffekte verstärkt wird. Abbildung 11-9 zeigt ein Beispiel, wie Strahlung die Organisation von Wolken beeinflussen kann. Während in der Simulation ohne interaktive Strahlung (hier wurde einfach eine konstante Abkühlungsrate vorgegeben) eine zufällige Verteilung kleiner Wolken entsteht, nimmt der Organisationsgrad über die 1D-(independent column approximation) zur 3D-Rechnung hin zu. Die kleinskalige Variabilität der Erwärmungs- und Abkühlungsrate innerhalb der Domain spielt hier definitiv eine wichtige Rolle.

Ein weiterer wichtiger Aspekt der Strahlungs-Wolken-Wechselwirkung, der bisher in diesem Beitrag nicht diskutiert wurde, ist die differentielle Erwärmung des Erdbodens. Sonneneinstrahlung führt zur Erwärmung des Bodens, was konvektive Luftbewegungen zur Folge hat. In den aufsteigenden Bereichen bilden sich Wolken, während die Absinkregionen wolkenlos sind. Die Wolkenshatten führen zu einer Abkühlung des Bodens im Bereich des Schattens, was wiederum weitere Konvektion verhindert. In 1D-Näherung (independent column approximation) kommt der Schatten per Definition immer exakt unter der Wolke zu liegen, was die Ausbildung stationärer Konvektion verhindert. In exakter 3D-Rechnung, fällt der Schatten dagegen je nach Sonnenstand auch neben die Wolke, was die Ausbildung ganz anderer Konvektionsmuster erlaubt. Erst kürzlich wurde gezeigt, dass die bekannten Wolkenstrassen nicht nur durch Windscherung generiert werden können, sondern auch in komplett windstillen Situationen durch Wolkenshatten

bei nicht-senkrechttem Sonnenstand ausgelöst werden können, siehe JAKUB und MAYER (2017).

Während die Effekte in wolkenauflösenden Modellen demonstriert werden konnten, ist der Einfluß von 3D-Strahlung in Wetter- und Klimamodellen noch nicht nachgewiesen. Die im letzten Abschnitt gezeigten systematischen Unterschiede zwischen 3D-Rechnung und 1D-Näherung weisen zwar auf mögliche Einflüsse hin, aber der quantitative Nachweis wurde noch nicht geführt. Insbesondere ist die Frage offen, ob die genauere Berücksichtigung von Strahlung in Wettermodellen die Prognosen weiter verbessern kann.

### Danksagungen

Vielen Dank an Dr. Carolin Klinger, Dr. Fabian Jakob und dem Gutachter Prof. Manfred Wendisch für die Korrekturen und Anregungen. Die analytischen Überlegungen und dreidimensionalen Strahlungstransportsimulationen wurden im Rahmen des Transregio 165 „Waves to Weather“ sowie des BMBF-Projektes „High Definition Clouds and Precipitation for Climate Prediction“ (HD(CP)2) Phase 2 (FKZ: 01LK1504D) durchgeführt.

### Literatur

- DAVIS, A.B., MARSHAK, A., KASSIANOV, E., STOKES, G.M., 1999: Three-dimensional radiative transfer makes its mark. *EOS Transactions, American Geophysical Union* **80**, 622-624.
- EMDE, C., BURAS-SCHNELL, R., KYLLING, A., MAYER, B., GASTEIGER, J., HAMANN, U., KYLLING, J., RICHTER, B., PAUSE, C., DOWLING, T., BUGLIARRO, L., 2016: The libRadtran software package for radiative transfer calculations (version 2.0.1). *Geosci. Model Dev.* **9**, 1647-1672.
- JAKUB, F., MAYER, B., 2017: The role of 1D and 3D radiative heating on the organization of shallow cumulus convection and the formation of cloud streets. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* **17**, 13317-13327.
- JAKUB, F., MAYER, B., 2015: A three-dimensional parallel radiative transfer model for atmospheric heating rates for use in cloud resolving models: The TenStream solver. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* **163**, 63 - 71.
- KLINGER, C., MAYER, B., 2017: Three-dimensional Monte Carlo calculation of atmospheric thermal heating rates. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer* **144**, 123-136.
- KLINGER, C., MAYER, B., JAKUB, F., ZINNER, T., PARK, S.-B., GENTINE, P., 2017: Effects of 3-d thermal radiation on the development of a shallow cumulus cloud field. *Atmospheric Chemistry and Physics* **17**, 5477-5500.
- MAYER, B., 2009: Radiative transfer in the cloudy atmosphere. *European Physical Journal Conferences* **1**, 75-99.
- MAYER, B., KYLLING, A., 2005: Technical Note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations: Description and examples of use. *Atmos. Chem. Phys.* **5**, 1855-1877.
- ROACH, W.T., 1976: On the effect of radiative exchange on the growth by condensation of a cloud or fog droplet. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **102**, 361-372.
- WILD, M., FOLINI, S., HAKUBA, M.Z., et al., 2015: The energy balance over land and oceans: an assessment based on direct observations and CMIP5 climate models. *Clim. Dyn.* **44**, 3393-3429.
- ZDUNKOWSKI, W., TRAUTMANN, T., BOTT, A., 2007: Radiation in the Atmosphere. *Cambridge University Press*.

PROF. DR. BERNHARD MAYER  
Ludwig-Maximilians-Universität München  
Lehrstuhl für Experimentelle Meteorologie  
Theresienstrasse 37  
80333 München  
bernhard.mayer@lmu.de

# 12 Kleinskalige Variabilität der solaren Einstrahlung am Erdboden

A. MACKE

Small-scale variability of solar irradiance at the Earth's surface

## Zusammenfassung

Inhomogene Wolken induzieren eine starke kleinskalige Variabilität der solaren Strahlungsflussdichten. Der vorliegende Artikel gibt eine Übersicht über typische Fehler in der solaren Strahlungsbilanzierung (Plan-Parallel-Fehler), wenn Wolkeninhomogenitäten nicht berücksichtigt werden. Weiterhin werden Messungen der kleinskaligen zeitlichen und räumlichen Variabilität der solaren Einstrahlung am Boden sowie deren statistischen Eigenschaften an einigen Beispielen dargestellt.

## Summary

Inhomogeneous clouds induce a strong small-scale variability in the solar irradiances. The present article provides a summary of typical errors in solar radiative budget calculations (plane parallel bias) if cloud inhomogeneity is not taken into account. Furthermore, observations of the small-scale temporal and spatial variability of the downward solar irradiance at the surface as well as their statistical properties are shown at some example cases.

## 1 Einleitung

Die solare Einstrahlung am Boden unterliegt kleinskaligen Schwankungen aufgrund der Variabilität der Atmosphäre, durch welche die solare Strahlung übertragen wird. Diese Schwankungen sind zumeist durch die Advektion und Konvektion von inhomogener Bewölkung verursacht. Diese Inhomogenität selbst verursacht systematische Abweichungen der solaren Strahlungsflussdichten und Strahldichten im Vergleich zu einer Atmosphäre mit horizontal homogenen Eigenschaften. Dieser bekannte „Plan-Parallel-Fehler“ wird seit vielen Jahren erforscht und ist in zahlreichen Studien für unterschiedliche inhomogene Bewölkungszustände und unterschiedliche Anwendungen quantifiziert worden (siehe zum Beispiel MARSHAK und DAVIS 2005). Allerdings hängen die Ergebnisse weiterhin von den für diese Studien angenommenen Bewölkungsstrukturen ab. Diese sind in der Regel hochaufgelösten Modellrechnungen entnommen und entsprechen nicht notwendigerweise realen Bewölkungsstrukturen und decken auch noch nicht den Raum aller möglichen Bewölkungsstrukturen vollständig ab. Wünschenswert wäre eine gleichzeitige Erfassung der räumlichen Atmosphärenstruktur und der zugehörigen

Strahlungsbilanz am Erdboden und am Oberrand der Atmosphäre, sowie des Vertikalprofils der Erwärmungs- und Abkühlungsraten innerhalb der Atmosphäre (siehe auch den Artikel „Erwärmungs- und Abkühlungsraten – Wie wichtig ist 3D-Strahlungstransport?“), und dieses auf globaler Skala mit hoher raumzeitlicher Auflösung. Hierzu gibt es messkampagnenbasierte Ansätze und zukünftige satellitengestützte Fernerkundungssysteme. Da die Variabilität der solaren Einstrahlung und der Plan-Parallel-Fehler gleichermaßen von der Inhomogenität der Bewölkung verursacht werden, werden zunächst einige Beispiele zum Plan-Parallel-Fehler und anschließend Messungen und statistische Auswertungen der Einstrahlungsvariabilität vorgestellt.

## 2 Der Plan-Parallel-Fehler

Grundsätzlich ist die mittlere Antwort eines nichtlinearen Systems auf eine variable Eingangsgröße ungleich der Antwort auf eine feste mittlere Eingangsgröße. Der solare (und auch der terrestrische) Strahlungstransport ist solch ein nichtlineares System: Reflektivität, Transmissivität und

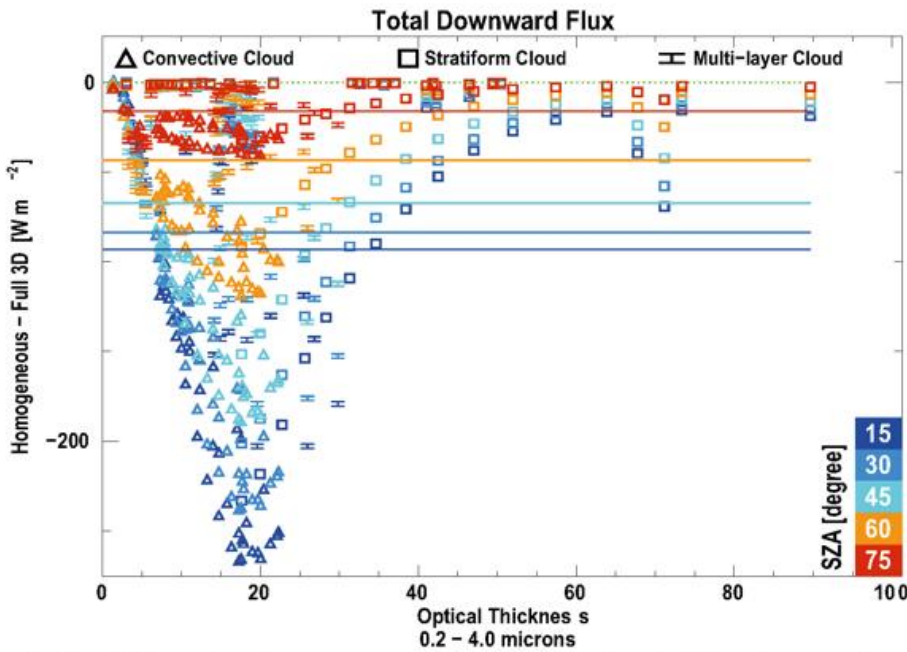


Abb. 12-1: Differenz des solaren abwärts gerichteten breitbandigen Strahlungsflusses zwischen horizontal konstanten (plan-parallel) und räumlich inhomogenen Modellwolken als Funktion der mittleren optischen Dicke der Wolken, des Sonnenzenitwinkels (SZA) und des Wolken-typs. Nach Berechnungen aus SCHEIRER und MACKE (2003).

Absorptivität hängen nichtlinear von der optischen Dicke der Atmosphäre ab. Variiert man die optische Dicke (inhomogene Bewölkung), erhält man auch im Mittel andere Strahlungsflussdichten als bei Verwendung einer mittleren optischen Dicke (plan-parallele Bewölkung). Dieser Plan-Parallel-Fehler wird in manchen Anwendungen durch empirisch bestimmte Faktoren teilweise korrigiert, oftmals aber mangels geeigneter oder bekannter Korrekturfaktoren ignoriert. CAHALAN et al. (1994) bestimmten auf der Basis von Monte-Carlo-Strahlungstransportrechnungen für künstlich erzeugte fraktale inhomogene Stratuswolken solche Korrekturfaktoren als Funktion eines Inhomogenitätsparameters. Allerdings ist bis heute offen, ob man für reale Wolken stets geeignete Korrekturen findet.

Als eines von vielen Beispielen modellierter Plan-Parallel-Fehler zeigt Abbildung 12-1 die Differenz der solaren abwärts gerichteten breitbandigen Strahlungsflussdichte am Boden zwischen horizontal konstanten (plan-parallel) und räumlich inhomogenen Modellwolken, welcher mit einem Monte-Carlo-Strahlungstransportmodell (SCHEIRER und MACKE 2003) berechnet wurde. Bei hohen Sonnenständen können die Differenzen aufgrund der dann großen einfallenden Strahlungsflussdichten und der effektiven Nutzung von „Wolkenlöchern“ im inhomogenen Fall 250 W m<sup>-2</sup> übersteigen. Gemittelt über alle Wolken variiert der Plan-Parallel-Fehler zwi-

schen 10 und 90 W m<sup>-2</sup> je nach Sonnenzenitwinkel. Dies wäre also der Fehlerbereich, den man akzeptieren muss, wenn man keine Information über die horizontale Wolkeninhomogenität besitzt oder nicht die Rechnerkapazitäten zur Berücksichtigung der Inhomogenität in der Strahlungstransportberechnung hat, was beides in großräumigen Atmosphärenzirkulationsmodellen der Fall ist. Bemerkenswert ist das konstante Vorzeichen des Fehlers: Die Vernachlässigung der horizontalen Wolkenvariabilität verursacht stets eine Unterschätzung der am Boden einfallenden Solarstrahlung. Umgekehrt führt selbige Vernachlässigung zu einer Überschätzung der in den Weltraum zurück reflektierten Solarstrahlung. Beides hat auch Konsequenzen für die Fernerkundung von Wolken, wo mangels Informationen horizontale Homogenität angenommen werden muss,

was mit den Strahlungsflussdichten auch die Größe der in der Fernerkundung verwendeten Strahldichten beeinflusst. Interessanterweise ändert sich im Fehler der absorbierten Solarstrahlung das Vorzeichen mit dem Sonnenstand (siehe SCHEIRER und MACKE 2003).

Würde man die horizontale Wolkeninhomogenität kennen, aber keine aufwändigen 3D-Strahlungstransportrechnungen durchführen können, so könnte man die Atmosphärische Säule für Säule mit einem klassischen (plan-parallel)

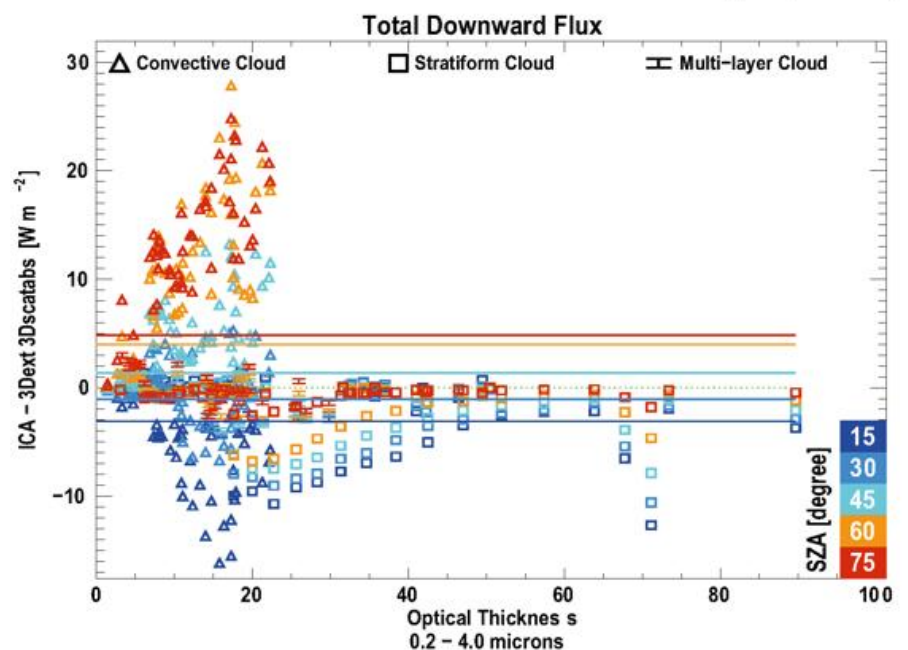


Abb. 12-2: Differenz des solaren abwärts gerichteten breitbandigen Strahlungsflusses zwischen säulenweise homogenen (ICA) und räumlich inhomogenen Modellwolken als Funktion der mittleren optischen Dicke der Wolken, des Sonnenzenitwinkels (SZA) und des Wolken-typs. Nach Berechnungen aus SCHEIRER und MACKE (2003).

Strahlungstransportmodell berücksichtigen und die Ergebnisse aller Säulen mitteln. Dies ist die sogenannte „Näherung der unabhängigen Säulen“ (engl. „Independent Column Approximation“, ICA). Abbildung 12-2 zeigt wieder die Differenzen in den solaren breitbandigen Strahlungsflüssen am Boden zwischen der ICA und 3D-gerechneten inhomogenen Wolken. Man erkennt den deutlich kleineren Plan-Parallel-Fehler und den sonnenstandabhängigen Vorzeichenwechsel des Fehlers. Gemittelt über einen Tag wird sich der Fehler also weiter reduzieren.

Die hier als Referenz verwendeten räumlich inhomogenen Wolkenfelder bestehen nicht nur aus räumlichen verschiedenen Extinktionskoeffizienten, sondern auch aus räumlich variablen Streu- und Absorptionseigenschaften, je nach der modellierten mikrophysikalischen Zusammensetzung (Anteil von Eis, Schnee, Wolke und Niederschlag) in jeder Gitterbox. Letztere werden in den meisten Sensitivitätsstudien zu 3D-Effekten im solaren Strahlungstransport als räumlich oder zumindest horizontal konstant angenommen. Es macht daher Sinn, auch den Vergleich zwischen den Strahlungsflüssen einer räumlich inhomogenen Wolke mit horizontal konstanten und horizontal variablen mikrophysikalischen Wolkeneigenschaften zu analysieren. Dies ist in Abbildung 12-3 für die solare breitbandige Absorption dargestellt. Man sieht, dass die Vernachlässigung der horizontalen Variabilität der Streu- und Absorptionseigenschaften zu Plan-Parallel-Fehlern bis zu  $15 \text{ W m}^{-2}$  führt. Bemerkenswerterweise ist der Fehler immer negativ. Die Vernachlässigung führt zu einer systematischen Unterschätzung der Absorption. Dies liegt daran, dass in den hier verwendeten Modellwolken (zumeist Mischphasenwolken) Gebiete hoher Extinktion auch Gebiete mit großen Hydrometeoren sind und die dort stärker diffuse Streuung dann zu mehr Absorption führt. Man kann sich aber auch Szenarien vorstellen, bei denen höhere optische Dicke durch mehr kleinere Partikel erzeugt wird (Twomey-Effekt), wodurch dann die Vernachlässigung der Mikrophysik-Variabilität zu einer Überschätzung der absorbierten Strahlung führen würde.

Paradebeispiele hoher Variabilität der wolkenmikrophysikalischen Eigenschaften sind Cirruswolken. Hier konnten SCHLIMME et al. (2005) anhand (mit Lidar gemessenen) räumlichen Cirrusinhomogenitäten und der Variabilität von mikrophysikalischen Eigenschaften (zusammengestellt aus zahlreichen Feldkampagnen) zeigen, dass der Einfluss der variablen mikrophysikalischen Wolkeneigenschaften (Form und Größe der Eispartikel) auf die solaren Strahlungsflussdichten ebenso groß ist, wie der Einfluss der räumlichen Wolkenstruktur.

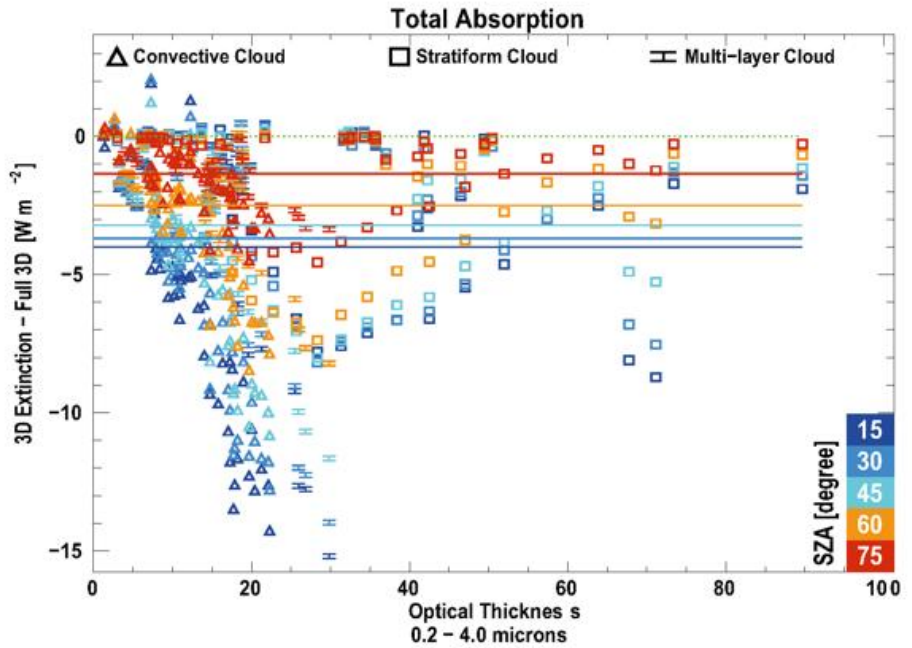


Abb. 12-3: Differenz des absorbierten solaren Strahlungsflusses zwischen räumlich inhomogenen Modellwolken mit und ohne horizontal variablen Streu- und Absorptionseigenschaften der Hydrometeore als Funktion der mittleren optischen Dicke der Wolken, des Sonnenzenitwinkels (SZA) und des Wolkentyps. Aus SCHEIRER und MACKE (2003).

### 3 Raumzeitliche Variabilität der solaren Einstrahlung am Boden

Die Advektion räumlich inhomogener Bewölkung sowie deren eigene Dynamik führen zu einer raumzeitlichen Variabilität der solaren Einstrahlung am Boden. Hierbei können Wolken durch Abschattung der direkten Sonnenstrahlung abschwächend und durch Erhöhung der diffusen abwärts gerichteten Einstrahlung aus dem Halbraum verstärkend wirken. Falls nur Letzteres der Fall ist, spricht man vom „Effekt der durchbrochenen Bewölkung“ (engl. „broken-cloud effect“). Dieser kann für kurze Zeiten Strahlungsflussdichten weit größer als die im Fall eines wolkenfreien Himmels und gelegentlich auch über die der Einstrahlung am Oberand der Atmosphäre bewirken. Man misst also gelegentlich am Boden mehr solare Einstrahlung als das System insgesamt von außen erhält. Im Mittel ist die solare Einstrahlung am Boden geringer und im Falle des bewölkten Himmels deutlich geringer als die Einstrahlung am Oberand der Atmosphäre. Abbildung 12-4 zeigt ein spektakuläres Beispiel des Tagesganges der breitbandigen solaren Einstrahlung, gemessen am 19.11.2010 an Bord des Forschungsschiffes Polarstern bei nahezu zenitaler Sonne im tropischen Atlantik. Gezeigt ist der Tagesgang der am Boden gemessenen solaren Einstrahlung (abwärts gerichtete Strahlungsflussdichte), die einerseits mit einem klassischen, thermisch-basierten Pyranometer (siehe Artikel „Strahlungsbilanz und Wolkeneigenschaften aus Flugzeugmessungen“) mit einer Relaxationszeit von etwa 7 Sekunden und einem halbleiterbasierten instantan messenden Pyranometer erfasst wurde. Man erkennt, dass das schnelle Pyranometer kurzzeitige Schwankungen im Sekundenbereich auflösen kann und dort sogar extreme Strahlungsflussdichten bis zu  $1824 \text{ W m}^{-2}$  erfasst. Allerdings sind weder die klassischen noch die schnellen Pyranometer bis zu solch hohen Strahlungsfluss-

dichten werksmäßig kalibriert. Man kann aber aufgrund des Messprinzips davon ausgehen, dass die Linearität zwischen Messspannung und Strahlungsflussdichte auch bei diesen hohen Werten bestehen bleibt.

Das ebenfalls in Abbildung 12-4 dargestellte Vollhimmelsbild zeigt die typische Bewölkung, die bei sehr hohen Strahlungserhöhungen vorliegt: Die Sonnenscheibe scheint vollständig durch eine Wolkenlücke (hier wegen Überstrahlung der Kamerapixel nicht zu erkennen), so dass die vollständige direkte solare Einstrahlung vorliegt. Gleichzeitig liefert der ansonsten fast komplett bedeckte Himmel eine Erhöhung der diffusen Einstrahlung, besonders ausgeprägt um die Sonnenregion, da hier die Streuung an den Wolkentröpfchen besonders stark in Vorwärtsstreuung, also zum Boden hin, ausgeprägt ist.

Eine statistische Analyse der Strahlungserhöhung aus mehrmonatigen Daten der solaren Einstrahlung, gemessen in Norddeutschland, wurde von SCHADE et al. (2007) durchgeführt. Diese zeigt, dass für diese Region Strahlungserhöhungen von  $200 \text{ W m}^{-2}$  maximal 2 Minuten und solche über  $400 \text{ W m}^{-2}$  bis zu maximal 20 Sekunden anhalten können. Im Mittel dauern Erhöhungen um  $200 \text{ W m}^{-2}$  etwa 8 Sekunden an, solche um  $400 \text{ W m}^{-2}$  um 4 Sekunden.

Mit der ausgeprägten raumzeitlichen Variabilität der Bewölkung und der damit verbundenen Variabilität der solaren Strahlungsflussdichten stellt sich die Frage, ob man im Mittel eine robuste Korrelation zwischen Wolken- und Strahlungseigenschaften erwarten kann. Für eine Vielzahl von modellierten, dreidimensionalen Mischphasenwolken konnten SCHWESKI und MACKE (2003) zeigen, dass im Gebietsmittel (etwa  $10 \times 10 \text{ km}^2$ ) die transmittierten, reflektierten und absorbierten breitbandigen solaren Strahlungsflussdichten mit den Wolkeigenschaften gut korreliert sind. So kann zum Beispiel die gesamte (direkte und diffuse) mittlere abwärts gerichtete

tete solare Einstrahlung am Boden optimal durch die drei gebietsgemittelten Größen Bedeckungsgrad, Flüssigwasserpfad und Eiswasserpfad je nach Sonnenstand mit einem Korrelationskoeffizienten um etwa 0,9 parametrisiert werden. Ähnliche Studien auf der Basis gemessener solarer Einstrahlung am Boden und fern-erkundeter Wolkeneigenschaften liefern allerdings deutlich geringere Korrelationen (LENGFELD et al. 2010).

Im Frühjahr und Sommer 2013 fand mit dem „High Definition Clouds and Precipitation for advancing Climate Prediction (HD(CP)<sup>2</sup>) Observational Prototype Experiment HOPE“ (MACKE et al. 2017) im Raum Jülich eine umfassende Messkampagne zur gleichzeitigen Erfassung der inhomogen bewölkten Atmosphäre und der Energiebilanz am Erdboden statt. Speziell die solare Einstrahlung am Boden wurde mit einem Satz von 99 Pyranometern auf einem Gebiet von etwa  $10 \times 10 \text{ km}^2$  über einem Zeitraum von 4 Monaten erfasst. Damit wurde es erstmalig möglich, gleichzeitig die zeitliche und räumliche Variabilität der solaren Strahlungsflussdichte am Boden auf einer räumlichen Skala von 100 bis 10000 Metern und mit einer zeitlichen Auflösung von 0,1 bis 10 Sekunden für unterschiedliche Bewölkungsszenarien zu erfassen. Abbildung 12-5 zeigt exemplarisch für einen Zeitpunkt die räumliche Verteilung der abwärts gerichteten breitbandigen solaren Einstrahlung (Globalstrahlung) für eine Situation mit durchbrochener Grenzschichtbewölkung. Man erkennt deutlich die abgeschatteten Regionen, die aber auch umrandet sind von Regionen mit unterschiedlich starker Strahlungserhöhung aufgrund des Effektes der durchbrochenen Bewölkung. Damit projizieren insbesondere durchbrochene Wolken eine extreme räumliche Variabilität der solaren Einstrahlung auf den Erdboden. Auf Basis dieser raumzeitlichen Einstrahlungsdaten haben MADHAVAN et al. (2017) charakteristische Korrelationslängen und Korrelationszeiten für verschiedene Wolkenbedeckungstypen ausgerechnet. Damit kann man zum Beispiel für eine vorgegebene Fläche und Wolkensituation bestimmen, wie lange man eine

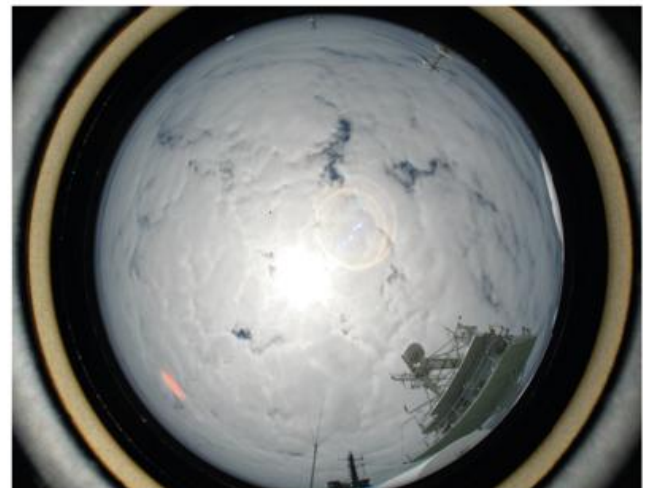
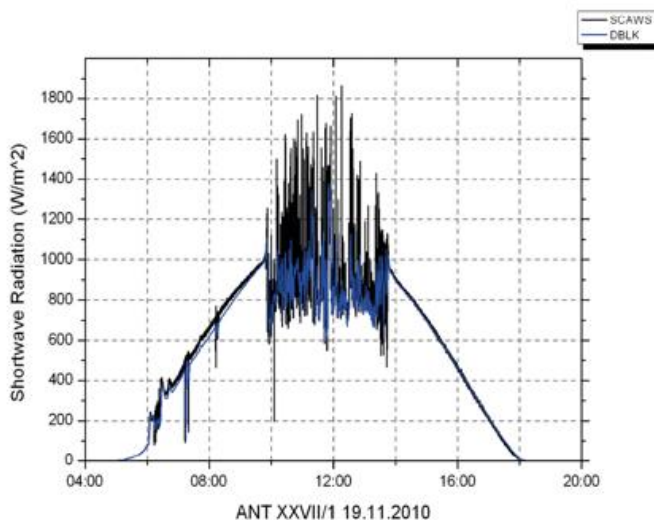


Abb. 12-4: Links: Tagesgang der breitbandigen solaren Einstrahlung gemessen an Bord des Forschungsschiffes Polarstern bei nahezu senkrechtem Sonneneinfall. „DBLK“ bezeichnet die Messungen des klassischen thermischen Bordpyranometers, „SCAWS“ die eines schnellen diodenbasierten Pyranometers. Rechts: Himmelsbild zum Zeitpunkt der maximalen Einstrahlung von  $1824 \text{ W m}^{-2}$ .

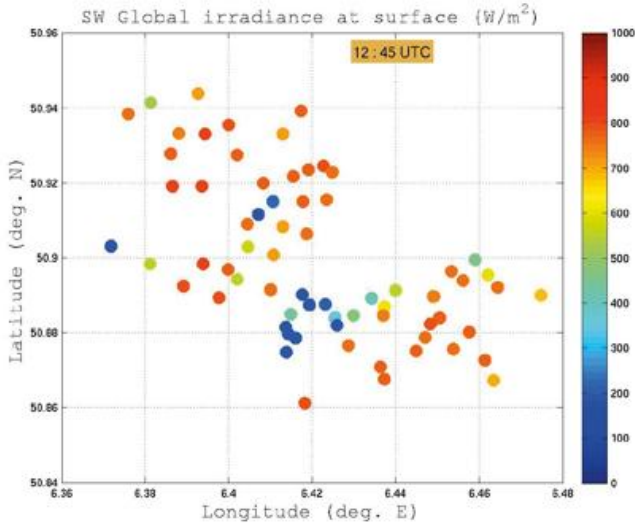


Abb. 12-5: Räumliche Verteilung (links) der Globalstrahlung für den im rechten Bild dargestellten Bewölkungszustand, gemessen während HOPE-Jülich.

Punktmessung mitteln muss, um eine für die Fläche repräsentative mittlere Größe der solaren Einstrahlung zu bekommen. Oder man erhält für vorgegebene Fläche und Zeitraum die zu erwartende Variabilität der solaren Einstrahlung bei einer bestimmten Wolkensituation. Derartige Statistiken sind unter anderem auch von großem Wert für den Betrieb von Solarkraftanlagen.

Schließlich sei nur am Rande erwähnt, dass kleinskalige Strahlungsvariabilität auch durch Vegetationsflächen und durch die raue Ozeanoberfläche verursacht wird. Letztere sind in der Lage, durch Linseneffekte bis in eine Wassertiefe von 20 m für sehr kurze Zeiten eine solare Einstrahlung zu erzeugen, die gleich derjenigen an der Wasseroberfläche ist (HIERONYMIE et al. 2012).

#### 4 Ausblick

Die Berücksichtigung der Wolkeninhomogenität in der Erfassung der solaren Strahlungsbilanz stellt nach wie vor eine große Herausforderung dar. Auch wenn deren Einfluss auf die reflektierte, transmittierte und absorbierte solare Strahlung qualitativ gut verstanden ist, sind für ein quantitatives Verständnis noch intensive Studien nötig. Hochaufgelöste Zirkulationsmodelle werden in Zukunft auch auf globaler Skala Wolken explizit auflösen. Damit stehen einerseits Wolkenfelder für 3D-Strahlungstransportrechnungen zur Verfügung, aus denen geeignete Parametrisierungen der Strahlungsflussdichten und Erwärmungsraten entwickelt werden können. Andererseits benötigen diese hochaufgelösten Modelle auch die Rückkopplung mit den realistischen (ohne Plan-Parallel-Fehler) Strahlungsfeldern. Erste Ansätze durch Mehrstrom-Approximationen (siehe Artikel „3D-Strahlungstransport, Anwendungen in Wettermodellen“) sind bereits auf dem Weg und zeigen auch, dass eine Rückkopplung zwischen Dynamik und Strahlung unter Berücksichtigung von 3D-Effekten signifikante Änderungen in der Wolkenentwicklung herbeiführen.

Auch zukünftige Satellitenbeobachtungen werden den Einfluss von räumlichen Wolkenstrukturen auf die Strahlungsbilanz stärker berücksichtigen. An erster Stelle ist hier die EarthCARE-Mission der ESA zu nennen, bei der durch aktive Fernerkundung (Lidar, Radar) die vertikale Wolkenstruktur, durch abbildende Radiometer die horizontalen Wolkeninhomogenitäten und gleichzeitig mit breitbandigen Radiometern die Strahlungsbilanz abgeschätzt wird.

Die Kombination bodengebundener Wolkenfernerkundung mit gleichzeitigen Strahlungsmessungen wird ebenfalls Datensätze zu einem verbesserten Verständnis 3D-Effekten und deren Berücksichtigung in Zirkulationsmodellen liefern. Diverse „Supersites“ liefern schon seit einigen Jahren hierzu geeignete Daten und deren wissenschaftliche Auswertung ist Gegenstand der aktuellen Forschung. Die Europäische „Aerosol, Clouds and Trace Gas Research Infrastructure ACTRIS“ wird maßgeblich hierzu beitragen. Auch der in HOPE gemessene Datensatz von Wolken- und Strahlungseigenschaften bedarf noch weiterer Auswertungen, um die Auswirkungen der inhomogenen Bewölkung auf die Strahlungsvariabilität sowie deren Rückwirkung auf die Wolkendynamik besser zu verstehen.

Schließlich sei angemerkt, dass die Kenntnis der hochaufgelösten Variabilität der solaren Einstrahlung am Boden auch von Bedeutung für angrenzende wissenschaftliche Disziplinen ist. Photobiologische und photochemische Prozesse sind in der Regel nichtlineare Funktionen des Strahlungsangebotes und reagieren damit auf variable Einstrahlung systematisch anders als auf konstante Einstrahlung gleicher mittlerer Größe. Zum Beispiel können durch die Variabilität der Einstrahlung Schwellwerte überschritten werden, ab denen gewisse Reaktionen überhaupt erst stattfinden. In diesem Sinne kommt der wolkeninduzierten kleinskaligen Strahlungsvariabilität auch im gekoppelten Erdsystem eine große Bedeutung bei.

## Danksagung

Ich danke Prof. Manfred Wendisch für die fachliche Durchsicht dieses Beitrages.

## Literatur

- CAHALAN, R.F., RIDGWAY, W., WISCOMBE, W.J., BELL, T.L., SNIDER, J.B., 1994: The Albedo of Fractal Stratocumulus Clouds. *J. Atmos. Sci.* **51**, 2434–2455.
- HIERONYMI, M., MACKE, A., ZIELINSKI, O., 2012: Modeling of wave-induced irradiance variability in the upper ocean mixed layer. *Ocean Science* **8**, 103–120, doi:10.5194/os-8-103-2012.
- LENGFELD, K., MACKE, A., FEISTER, U., GÜLDNER, J., 2010: Parameterization of solar radiation from model and observations. *Meteorologische Zeitschrift* **19**, 1, 25–33.
- MACKE, A., SEIFERT, P., BAARS, H., BARTHLOTT, C., BEEKMANS, C., BEHRENDT, A., BOHN, B., BRUECK, M., BÜHL, J., CREWELL, S., DAMIAN, T., DENEKE, H., DÜSING, S., FOTH, A., DI GIROLAMO, P., HAMMANN, E., HEINZE, R., HIRSIKKO, A., KALISCH, J., KALTHOFF, N., KINNE, S., KOHLER, M., LÖHNERT, U., MADHAVAN, B. L., MAURER, V., MUPPA, S. K., SCHWEEN, J., SERIKOV, I., SIEBERT, H., SIMMER, C., SPÄTH, F., STEINKE, S., TRÄUMNER, K., TRÖMEL, S., WEHNER, B., WIESER, A., WULFMEYER, V., XIE, X., 2017: The HD(CP)<sup>2</sup> Observational Prototype Experiment (HOPE) – an overview. *Atmos. Chem. Phys.* **17**, 4887–4914, doi:10.5194/acp-17-4887-2017.
- MADHAVAN, B. L., DENEKE, H., WITTHUHN, J., MACKE, A., 2017: Multiresolution analysis of the spatiotemporal variability in global radiation observed by a dense network of 99 pyranometers. *Atmos. Chem. Phys.* **17**, 3317–3338, doi:10.5194/acp-17-3317-2017.
- MARSHAK, A., DAVIS, A.B., 2005: 3D Radiative Transfer in Cloudy Atmospheres. *Springer*, 686 pp.
- SCHADE, N.H., MACKE, A., SANDMANN, H., STICK, C., 2007: Enhanced solar global irradiance during cloudy sky conditions. *Meteorologische Zeitschrift* **16**, 3, 295–303.
- SCHEIRER, R., MACKE, A., 2003: Cloud inhomogeneity and broadband solar fluxes. *Journal of Geophysical Research* **108**, D19, 4599.
- SCHEWSKI M., MACKE, A., 2003: Correlation between domain averaged cloud properties, and solar radiative fluxes for three-dimensional inhomogenous mixed phase clouds. *Meteorologische Zeitschrift* **12**, 6, 293–299.
- SCHLIMME I., MACKE, A., REICHARDT, J., 2005: The impact of ice crystal shapes, size distributions and spatial structures of cirrus clouds on solar radiative fluxes. *Journal of the Atmospheric Sciences* **62**, 7 I, 2274–2283.

PROF. DR. ANDREAS MACKE  
Leibniz-Institut für Troposphärenforschung e.V.  
(TROPOS)  
Permoserstr. 15  
03418 Leipzig  
macke@tropos.de

G. SECKMEYER, L. LAGOS RIVAS, C. GAETANI, J. W. HEINZEL, M. SCHREMPF

# 13 Biologische und medizinische Wirkungen solarer Strahlung

Biological and medical effects of solar radiation

## Zusammenfassung

Das Wissen um die vielfältigen Aspekte des Einflusses solarer Strahlung auf die menschliche Gesundheit soll kurz umrissen werden. Aufgrund ihrer biologischen Wirkung auf das menschliche Auge wurden die spektralen Bereiche der Sonnenstrahlung unterteilt: in den sichtbaren, dem infraroten und dem UV-Bereich. Für jeden dieser Bereiche werden die jeweiligen biologischen und medizinischen Effekte betrachtet. Themen sind die bekannten Wirkungen auf das menschliche Auge, die spektral abhängige Hellempfindlichkeit des Auges, melanopische Wirkungen des Lichts, Unterdrückung des Melatonin Ausstoßes, Einflüsse auf das circadiane System des Menschen, Human Centric Lighting, sowie mögliche Schädigungen des Auges durch Blaulicht und Infrarot. Bei der Wirkung der Strahlung auf die Haut werden sowohl negative (Erythem, Hautalterung, Hautkrebs) als auch positive Wirkungen diskutiert, wie zum Beispiel die Vitamin-D-Synthese. Themen wie Verschattung, Einfluss der Bekleidung und erwartete Änderungen durch den Klimawandel werden angesprochen. Abschließend werden Hinweise auf die Literatur zur Messung solarer Strahlung gegeben und neuartige Messgeräte zur Erfassung der spektralen Strahldichte vorgestellt.

## Summary

The impact of solar radiation on human health is described. It is separated into the different spectral ranges of solar radiation: the visible, infrared and UV-range. For each range the respective biological and medical effects are considered. Topics are the known effect on the human eye like the spectral sensitivity, melanopic effects of light, the impact of daylight on circadian rhythms, Human Centric Lighting, as well possible damages by blue light and infrared radiation. There are both negative (erythema, skin aging, skin cancer) and positive effects (e.g. Vitamin D) on the human skin by solar radiation. Shading, clothing and climate change will change the exposure of humans. Finally, some aspects on the measurement of spectral solar radiation are discussed and novel instruments for measuring spectral radiance are introduced.

## 1 Einleitung

Der für das menschliche Auge sichtbare Wellenlängenbereich erstreckt sich von etwa 380 nm (violette Licht) bis zu 780 nm (rotes Licht), wobei das Auge am stärksten auf grünes Licht bei ungefähr 550 nm reagiert. Fast 50 % der solaren Bestrahlungsstärke liegen im nahen infraroten Bereich. Im UV-Bereich liegen nur etwa 6 % der Bestrahlungsstärke, daher hat dieser Wellenlängenbereich für die direkten energetischen Umsetzungen nur eine entsprechend geringe Bedeutung, ist aber aufgrund seiner Wirkungen auf den Menschen trotzdem sehr wichtig.

## 2 Grundlagen

Neben der thermischen Wirkung der vom menschlichen Körper absorbierten solaren Strahlung kann diese je nach

Wellenlänge eine Vielzahl chemischer beziehungsweise photobiologischer Veränderungen bei Mensch, Tier und Pflanze bewirken. Die wichtigsten physikalischen Größen zur Beschreibung dieser Wirkungen sind:

- Bestrahlung (Dosis)  $H(\lambda)$
- Bestrahlungsstärke  $E(\lambda)$
- Strahldichte  $L(\lambda)$
- Wirkungsspektrum  $A_{\text{biel}}(\lambda)$ : relative spektrale Empfindlichkeit des Empfängers für die jeweilig betrachtete Wirkung
- Dauer des Bestrahlungsvorgangs  $\Delta t$

Entscheidend für die betrachtete Wirkung ist zumeist die photobiologisch wirksame Bestrahlung (Dosis), definiert als das Produkt aus Bestrahlungsdauer und wirksamer Bestrahlungsstärke. Falls Linearität und Additivität der Wirkung vorausgesetzt werden können – was häufig, aber keineswegs immer realistisch ist – werden sogenannte

Tab. 13-1: Unterteilung des elektromagnetischen Spektrums in verschiedene Spektralbereiche mit jeweiligen wichtigen Wirkungen (DIN 5031, 1982a). Die Wellenlängengrenzen für die einzelnen Wirkungen sind nicht sehr scharf abgrenzbar.

Benennung der Strahlung	Kurzbezeichnung	Wellenlänge $\lambda$ in nm	Frequenz $\nu$ in THz	Wichtigste biologische Wirkung
Vakuum-UV	VUV	100 – 200	3000 – 1500	Ionisierende Wirkung, photochemische Anregung
Fernes-UV	UVC/FUV	200 – 280	1500 – 1070	
Mittleres UV	UVB	280 – 315	1070 – 950	Verursacht Sonnenbrand und Hautkrebs, sorgt aber auch für Vitamin-D
Nahes UV	UVA	315 – 380	950 – 790	Risikoerhöhung für Hautkrebs und Hautalterung
Sichtbare Strahlung	VIS	380 – 780	790 – 385	Hormonelle Regelung durch Anregung der Ganglienzellen
Nahes IR	NIR	780 – 3000	385 – 100	Mögliche Gewebe- und Netzhautschäden durch hohe Eindringtiefe, Katarakte
Mittleres IR	MIR	3000 – $5 \times 10^4$	100 – 6	Trübung der Hornhaut (Verbrennungen)
Fernes IR	FIR	$5 \times 10^4$ – $10^6$	6 – 0,3	

Wirkungsspektren zur Beurteilung der biologischen Wirksamkeit verschiedener Strahlungsquellen und deren Wellenlängenabhängigkeit verwendet. Spektrale strahlungsphysikalische Größen werden dann mit Wirkungsspektren gewichtet und anschließend über den betrachteten Empfindlichkeitsbereich integriert. Zur genauen mathematischen Formulierung der obigen Definitionen siehe Beitrag „Strahlungsgrößen, -gesetze und -übertragung“. Beim Menschen erfolgt die Wirkung der solaren Strahlung vor allem durch die Wirkungen auf die Augen und die Haut.

Bedingt durch die Strahlungseinwirkung sowie die daraus resultierende Energiezufuhr an den Organismus werden photochemische Reaktionen, beispielsweise durch photooxidative Vorgänge, hervorgerufen und ausgelöst. Die Mechanismen führen meist zu einer Veränderung der innermateriellen, chemischen Struktur und können auf die DNS (Desoxyribonukleinsäure), Proteine und andere Makromoleküle einwirken.

Man kann eine Schwellenbestrahlung  $H_{biol,s}$  definieren, die als photobiologisch wirksame Größe gerade merkliche photochemische, photo-physikalische, photobiologische oder photomedizinische Wirkungen (häufig definiert als Schwellenreaktion) erzeugt (DIN 5031, Teil 11). Zur graphischen Illustration sämtlicher Wirkungsspektren ist es weiterhin erforderlich, eine Wellenlänge der maximalen photobiologischen Wirkung  $\lambda_{max}$  zu definieren, bei der  $A_{biol}(\lambda)$  seinen maximalen Wert erreicht und auf 1

normiert wird. Folgende Tabelle 13-2 stellt die Risiken gegenüber.

### 3 Messung spektraler Strahlungsgrößen

Es würde den Umfang dieses Heftes sprengen, würde man versuchen die vielfältigen Anforderungen und Messprinzipien in diesem Kapitel zu beschreiben. Für die Messung von biologisch gewichteter Strahlung sei daher auf die Serie von Beschreibungen verwiesen, die die WMO für den UV-Bereich veröffentlicht hat (SECKMEYER et al. 2001, 2004, 2010a, 2010b). In diesen Dokumenten werden ausgehend von der biologischen Wirkung die notwendigen Spezifikationen von Messgeräten, die die spektrale Bestrahlungsstärke, die erythemgewichtete Bestrahlungsstärke, die direkte Bestrahlungsstärke, den aktinischen Fluss und die spektrale Strahlendichte erfassen sollen, detailliert aufgelistet und begründet. Die Dokumente enthalten außerdem ausführliche Beschreibungen zur notwendigen Gerätecharakterisierung, zur Qualitätskontrolle der Messungen sowie Glossare zu den international verwendeten Begriffen. In diesem Kapitel sollen im

Tab. 13-2: Wirkungsgrößen bezüglich ihres Wellenlängenintervalls und Maximalspektrum. Tabellenausschnitt DIN 5031-10:2016-11.

	Photobiologische Wirkung	$H_{biol,s} [Jm^{-2}]$	Empfindlichkeitsbereich $\lambda_o - \lambda_u [nm]$	$\lambda_{max} [nm]$
1	Blaulichtgefährdung des Auges	31	300 – 700	435
2	Thermische Netzhautschädigung	18	380 – 1400	435
3	Gesundheitsgefährdung durch UV-Strahlung	siehe Abschnitt 3	180 – 400	270
	Prävitamin-D-Bildung	–	252 – 330	298
	UV-Erythem	$\leq 200$ – 1000	250 – 400	250 – 298

Folgenden nur neuere Messgeräteentwicklungen kurz umrissen werden.

Die obigen Dokumente bilden auch eine Grundlage der international von der WMO koordinierten UV-Messung im Global Atmosphere Watch Programm. Die WMO wird hierbei – wie für andere Größen auch – von so genannten Scientific Advisory Groups beraten. Die in den Dokumenten festgelegten Spezifikationen sind häufig auch gleich den Anforderungen am UV-Messgeräte im Network for the Detection of Atmospheric Composition Change (NDACC). Weitere Informationen zu diesem Messnetz finden sich in <http://www.ndsc.ncep.noaa.gov/>.

Eine genaue Messung der spektralen Himmelstrahllichte sowie der spektralen direkten Bestrahlungsstärke ist von Bedeutung für viele Anwendungen, für die Wissen über das zeitliche und räumliche Strahlungsfeld vonnöten ist. Ein Beispiel dafür ist die bereits erwähnte Berechnung der spektralen Exposition eines komplexen Objektes, wie dem menschlichen Körper. Da bei der direkten Bestrahlungsstärke nur in eine Richtung gemessen werden muss, kann sie im Prinzip mit hoher zeitlicher Auflösung gemessen werden (KOUREMETI et al. 2008). Die Messung der spektralen Himmelstrahllichte erweist sich jedoch als komplizierter, da diese vom Zenitwinkel, Azimutwinkel, der Wellenlänge sowie der Zeit abhängt. Für gewöhnlich wird die spektrale Himmelstrahllichte hergeleitet, indem Stück für Stück in verschiedene Richtungen gemessen wird. So wird der Himmel nach und nach komplett abgetastet. Solch eine Abtastung kann mit Spektroradiometern durchgeführt werden, welche auf einem wellenlängenabtastenden Doppelmonochromator basieren (BLUMTHALER et al. 1996, WEIHS et al. 2000, WUTTKE and SECKMEYER 2006, CORDERO et al. 2013). Obwohl doppelte Monochromatoren viele Vorteile bieten, würde eine vollständige Erfassung der spektralen Strahllichte in nur 100 Richtungen mehrere Tage dauern. Erst in den letzten Jahren wurden sehr viel schnellere Geräte entwickelt. Ein Gerät, welches es ermöglicht den Himmel mit hoher spektraler sowie auch zeitlicher Auflösung abzuscanen, ist das **multidirektionale Spektroradiometer (MUDIS)**. Das Gerät besteht aus einer Eingangsoptik, bestehend aus mehr als 100 Lichtwellenleitern, einem Monochromator und einer Kamera. Mithilfe eines solchen Geräts, welches imstande ist, die Himmelstrahllichte als Funktion des Zenit- und Azimutwinkels binnen Sekunden zu messen, kön-

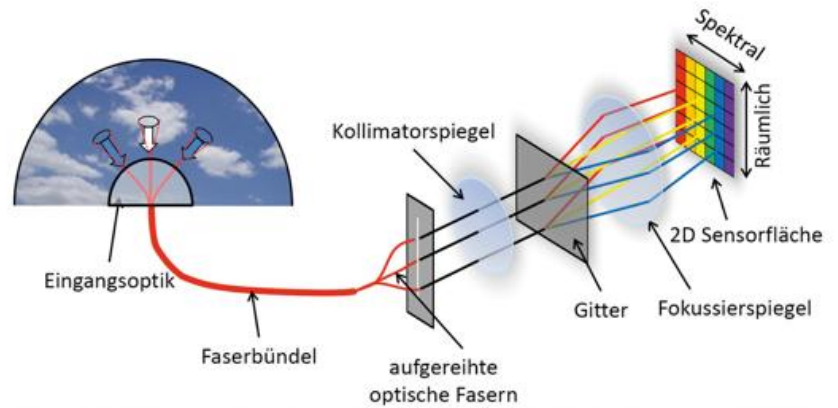


Abb. 13-1: Schemaufbau des multidirektionalen Spektralradiometers (MUDIS). Durch die gleichzeitige Erfassung der Strahllichte aus mehr als 100 Richtungen können erstmals auch schnell veränderliche Prozesse gemessen werden.

nen Messungen von sich schnell ändernden Situationen (zum Beispiel Wolken) durchgeführt werden (RIECHELMANN et al. 2013).

Neben dem Gerät MUDIS, das einen Wellenlängenbereich von etwa 320 bis 550 nm abdeckt, ist eine weitere Version in Entwicklung, die mit 250 bis 1700 nm einen weitaus größeren Wellenlängenbereich decken kann. In der Eingangsoptik sind 495 Fasern verbaut, das Gerät misst in 150 Richtungen und ist derzeit noch in der Testphase. Erste Messungen mit dem Gerät werden in Abbildung 13-2 gezeigt.

#### 4 Bekannte Wirkungen auf das menschliche Auge

Das nahezu kugelförmige Auge besitzt mehrere Schichten durch die das Licht propagiert, um schließlich die Netzhaut zu beleuchten, dessen Zapfen- und Stäbchenrezeptoren, gemäß ihrer spektralen Wirkungsfunktion, angeregt werden. Dabei fungiert die Pupille und deren veränderliche Wirkungsfläche als Blende für das durchdringende Licht. Somit ist die Wahrnehmung abhängig von der momentanen Adaption der Pupille und der Rezeptoren an die gegebene Beleuchtung (Tag-, Nachtsicht).

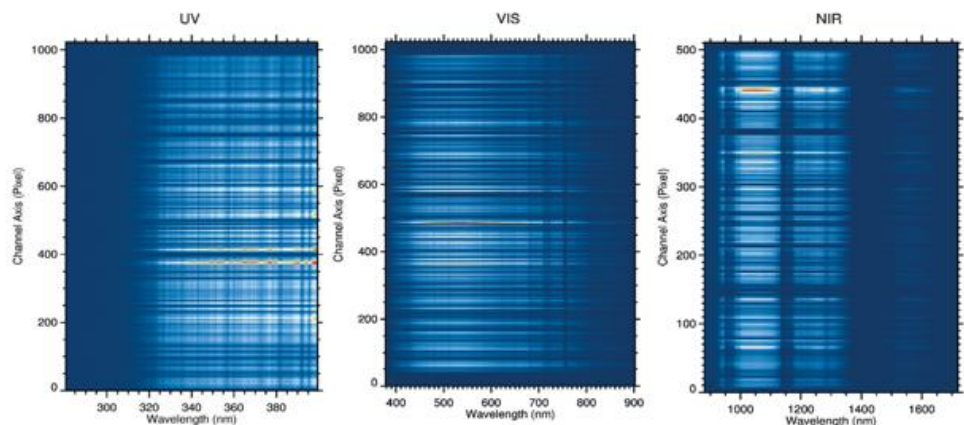


Abb. 13-2: Messungen der spektralen Strahllichte in Hannover am 7.5.2015 um 12 UTC (UV) beziehungsweise 16 UTC (VIS+NIR). Man erkennt deutlich die Ozonabsorption unterhalb von 320 nm in allen Richtungen, die starke Fraunhoferlinienstruktur im UV, die ebenfalls in allen Richtungen festzustellen ist, die Absorption von Sauerstoff bei etwa 760 nm, sowie die Wasserdampfbanden im NIR.

Die Empfindlichkeit des Auges liegt gerade um das Maximum des Sonnenspektrums, zwischen 380 nm und 780 nm.

#### 4.1 Empfindlichkeit $s$

Allgemein bezeichnet man den Quotienten zwischen Ursache  $X$  einer spektral beliebig zusammengesetzten Strahlungsquelle (Eingangsgröße) und dessen Wirkung  $Y$  auf den Empfänger (Ausgangsgröße) als Empfindlichkeit  $s$ :

$$s = \frac{Y}{X} \quad (1)$$

Diese Empfindlichkeit hängt von der spektralen Verteilung der einfallenden Strahlung ab. Weiterhin kann man eine „relative spektrale Empfindlichkeit“ definieren, indem man die (absolute) spektrale Empfindlichkeit des Objekts auf eine feste Wellenlänge bezieht:

$$s_{\text{rel}}(\lambda) = \frac{s(\lambda)}{s(\lambda_0)}; s(\lambda_0) = \text{const.} \quad (2)$$

Bezogen auf das Auge setze man für  $s_{\text{rel}}(\lambda) = V(\lambda)$ .

$V(\lambda)$  entspricht dem spektralen Helligkeitsempfindlichkeitsgrad für Tagessehen, von der CIE (Internationale Beleuchtungskommission) festgelegte spektrale Empfindlichkeit eines helladaptierten Auges eines Normalbeobachters

Sowie für  $s(\lambda_0) = K_m$ .

$K_m$  ist das maximale photometrische Strahlungsäquivalent, definiert als Quotient aus dem Lichtstrom der Strahlung und ihrer Strahlungsleistung, gegeben gerade bei der Wellenlänge bei der das Auge am empfindlichsten ist, bei 555 nm.

$$\Leftrightarrow s(\lambda) = K_m \cdot V(\lambda) \equiv K(\lambda) \quad (3)$$

$$\Rightarrow Y = K_m \cdot \int_0^{\infty} X_{e,\lambda} \cdot V(\lambda) \cdot d\lambda \quad (4)$$

Für das Nachtsehen führt man entsprechend  $V'(\lambda)$  und  $K'_m$  sowie  $K'(\lambda)$  ein.

Betrachtet man den mesopischen Bereich, jenen Helligkeitsbereich an der Grenze vom Tagessehen zum Nachtsehen, bewegt man sich in einem Adaptionsniveau von  $10^5$  bis  $10^2$  cd·m<sup>-2</sup>. Darin sind gleichzeitig Zäpfchen- und Stäbchenempfänger tätig (Purkinje-Effekt). Für die Bewertung der Helligkeit benötigt das Auge die Leuchtdichte eines Vergleichsfeldes (äquivalente Leuchtdichte). Kennzeichnend dafür steht ein „eq“ im Index:  $V_{\text{eq}}(\lambda)$ ,  $K_{\text{m,eq}}$ ,  $K_{\text{eq}}(\lambda)$ .

#### 4.2 Melanopische Wirkungen des Lichts

Melanopische Wirkungen bezeichnen die nichtvisuellen Wirkungen des Lichtes auf den Menschen durch Strah-

lungsaufnahme über das Auge. Dazu gehören zum Beispiel Veränderungen der Herzrate, Unterdrückung der Melatoninausschüttung, Wachheit oder Verschiebung des Tag-Nacht-Rhythmus. Zur Vermittlung dieser Effekte sind die melanopsinhaltigen Ganglienzellen im Auge verantwortlich, welche die sichtbaren Lichtimpulse zur Steuerung des Hormonhaushaltes umsetzen. Das gesamte Wirkungsspektrum erstreckt sich etwa über 380 nm bis 600 nm, die UV- und Infrarotstrahlung tragen demnach nichts zur melanopischen Wirkung bei. Darüber hinaus beeinflusst das Licht die Körperkerntemperatur und kann kognitive und neuronale Fähigkeiten verbessern.

#### 4.3 Unterdrückung des Melatoninausstoßes

Nimmt das Auge sichtbares Licht auf, wird der Körper wachgehalten, da die Ganglienzellen den Melatoninausstoß unterdrücken. Dieser natürliche Effekt kommt uns beim täglichen Aufwachen zugute und fördert über den Tag die Konzentration und Leistungsfähigkeit. Allerdings kann das Auge durch geringen Abstand zu beleuchteten Bildschirmen wie zu Smartphones, Fernsehern, oder Computern sowie durch Tageslicht gereizt werden, wodurch das Müdigkeitsgefühl mitunter komplett unterdrückt werden kann. Diese Wechselwirkungen können zur Folge haben, dass man weniger schläft als es notwendig ist. Darüber hinaus kann der körpereigene Tagesrhythmus gestört werden.

#### 4.4 Verschiebung der circadianen Phase

Unter der circadianen Phase versteht man jenes Zeitintervall des Tages, das von den endogenen (inneren) Rhythmen charakterisiert wird und somit die Phase des Wachseins definiert. Hierin werden Hormone wie Melatonin ausgeschüttet sowie andere physiologische Parameter des Organismus beeinflusst, wie beispielsweise die Körperkerntemperatur. Das Licht kann diesen circadianen Rhythmus in seiner zeitlichen Ausprägung verschieben und auch seine Amplitude ändern. In diesem Zusammenhang versteht man Licht als Zeitgeber für die innere Uhr. Im Vergleich zu anderen Einflussfaktoren (zum Beispiel Umgebungstemperaturen, Geräusche, Stress oder metabolische Prozesse), welche die innere Uhr beeinflussen, zählt Licht zu den Stärksten. Ob es nun zu einer Stabilisierung, positiven oder negativen Verschiebung kommt, hängt von der Strahldichte, dem Zeitpunkt der Lichtexposition sowie von der Dauer der Exposition ab.

#### 4.5 Änderung der circadianen Amplitude

Blaues Licht hat auf die melanopsinhaltigen Ganglienzellen die größte Wirkung mit einem Maximum der Wirkung bei 490 nm (siehe Abbildung 13-3). Eignet sich also am Tag eine Unterdrückung des Melatoninspiegels, so steigert es die Ausschüttung in der Nacht. Wird also zur rechten Zeit das Licht aufgenommen, sorgt es für einen tieferen und besseren Schlaf. Ferner kann die Erregung subjektiver Wachheit durch die Beleuchtung der Netzhaut

ebenfalls objektive Auswirkungen haben, die in physiologischen Größen gemessen werden können. So konnte eine verstärkte aktivierende Wirkung durch blaues Licht für kognitive Prozesse im Gehirn nachgewiesen werden (DIN 5031-100).

**4.6 Human Centric Lighting**

Unter der Bezeichnung **Human Centric Lighting** (HCL) – auf deutsch „menschenzentrierte Beleuchtung“ – versteht man das gezielte Beleuchten der Menschen mit photobiologisch wirksamem Licht. Zur betrachteten Zielgruppe zählen in der Regel jene Menschen, die sich in der Woche überwiegend in geschlossenen Räumlichkeiten aufhalten, wie beispielsweise Büroangestellte.

Bestimmte Beleuchtung kann, abhängig vom Spektralbereich des Lichtes, sowie dessen Helligkeit, unbewusste Vorgänge im Körper wie Konzentration, Wachheit, Leistungsfähigkeit, Motivation oder Emotionen auslösen.

Dieser erst seit dem Jahre 2000 entdeckte zusätzliche Empfänger besteht aus dem Protein Melanopsin. Diese speziellen Photorezeptoren sind, anders als die Zapfen und Stäbchen, nicht für das Sehvermögen zuständig, sondern werden im blauen Spektralbereich durch die Leuchtdichte der einfallenden Strahlung erregt. Anders als die Stäbchen- und Zapfenrezeptoren werden die Lichtreize an ein anderes, reiskorngroßes Gebiet des Gehirnes, den superchiasmatischen Nucleus, übermittelt. Dieser steuert die „innere Uhr“, sowie Hormone, durch Nervenimpulse in der Zirbeldrüse und dem Hypokampus.

Der Mangel an Licht kann vor allem im Winter leichte bis schwere Depressionen auslösen. Dies wird als SAD (Seasonal Affective Disorder) bezeichnet. Menschen, die unter SAD leiden erfahren eine signifikante Stimmungsaufhellung, wenn es wieder Frühling wird. Im Winter schlafen sie dagegen eher zu viel und haben großes Verlangen nach Süßigkeiten oder stärkehaltiger Nahrung. Über die Wirkungsfunktion oder die Schwellenwerte von SAD gibt es bisher keine gesicherten Erkenntnisse.

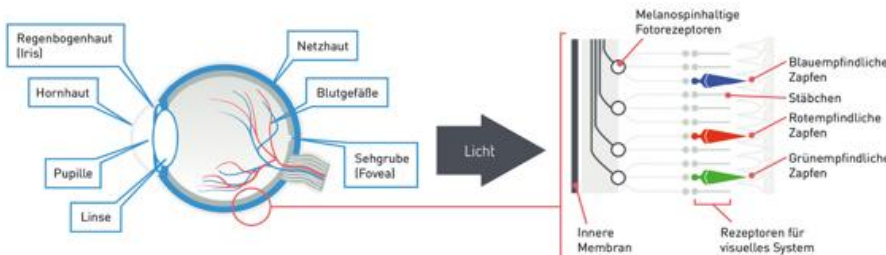


Abb. 13-4: Die für den blauen Lichtanteil besonders sensitiven Ganglienzellen befinden sich im unteren Bereich der Retina. Sie sind am Sehvorgang nicht beteiligt, sind aber Signalgeber für unsere „Innere Uhr“ (www.Trilux.com). Quelle: <https://www.trilux.com/de/beleuchtungspraxis/innenraumbeleuchtung/allgemeine-anforderungen/licht-und-nicht-visuelle-wirkungen/human-centric-lighting-hcl/>

**Wirkungsspektrum für melanopische Wirkungen des Lichts**

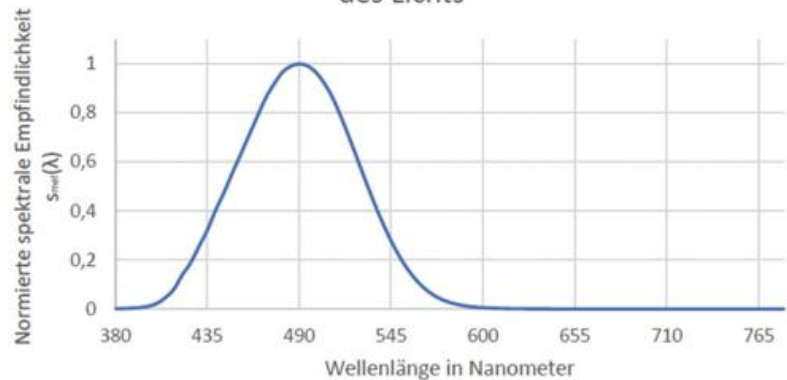


Abb. 13-3: Melanopisches Wirkungsspektrum basierend auf der spektralen Empfindlichkeit für Lichtabsorption des Farbstoffmoleküls Melanopsin (Daten aus DIN 5031-10: 2016-11; Anhang B2).

**4.7 Blaulichtgefährdung des Auges**

Die hauptsächliche Wirkung des von der ICNIRP (International Commission on Non-Ionizing Radiation Protection) definierten Wirkungsspektrums von  $300\text{ nm} \leq \lambda \leq 700\text{ nm}$  liegt bei  $400\text{ nm} \leq \lambda \leq 500\text{ nm}$ . „Die dem Wirkungsspektrum zugrundeliegenden Daten basieren überwiegend aus Schwellwertuntersuchungen an Affen, die durch wenige Daten aufgrund medizinischer Laseranwendungen und Unfällen (Blick in die Sonne oder in Schweißbögen) für den Menschen ergänzt wurden“ (E DIN 5031-10: 2016-11).

Die schädliche Wirkung des Blaulichts übertrifft bei Expositionszeiten von mehr als 10 Sekunden die der reinen thermischen Netzhautschädigung, wobei eine merkliche Reaktion erst nach etwa 12 Stunden auftritt.

**4.8 Thermische Netzhautschädigung**

Alle Schichten des Auges, die vor der Netzhaut liegen, sind für Strahlung des Wellenlängenbereiches von 380 nm bis 1 400 nm durchlässig. Signifikant für eine thermische Netzhautschädigung ist die Temperaturerhöhung der Netzhaut. Sie hängt von der Dauer der Strahlungseinwirkung, der Bestrahlungsstärke und der Bildgröße ab. Aus mathematischen Modellen und Experimenten zur Ermittlung eines Schwellwertes für die thermische Netzhautschädigung

konnte man folgern, dass dieser nicht konstant bleibt. Die Varianz dieses Wertes konnte durch die Proportionalität der Bestrahlung mit dem Kehrwert der Bildgröße, im Bereich von 25 µm bis 2 000 µm, für Expositionszeiten in der Größenordnung einer Sekunde näherungsweise bestimmt werden (SLINEY und WOLBARSHT 1980, ALLEN und POLHAMUS 1989, COU-

RANT et al. 1989). Die Bestrahlungsstärke während der Exposition ist dabei ausschlaggebend für das Maß der Verletzung; so konnte man bereits für Expositionszeiten unterhalb einer Mikrosekunde eine kleine Schädigung beobachten (ICNIRP 2013).

#### 4.9 Schäden durch Infrarotstrahlung

Infrarotstrahlung (kurz IR-Strahlung oder Wärmestrahlung) ordnet sich im Spektralbereich elektromagnetischer Strahlung zwischen 780 nm bis hin zu 1 mm ein. Die Internationale Beleuchtungskommission (CIE) empfiehlt eine Einteilung in drei Bereiche: IR-A, IR-B und IR-C. Die Abgrenzung zwischen IR-A zu IR-B (Nahe IR-Strahlung) begründet sich durch die Absorption der Strahlung durch Wasser ab 1450 nm. Dagegen wird im IR-C-Bereich das ferne Infrarot, welches stark von der Atmosphäre absorbiert wird, vom mittleren Infrarot (thermische Strahlung bei irdischen Temperaturen) getrennt (vergleiche Tabelle 13-1).

Elektromagnetische Strahlung im nahen infraroten Spektralbereich dringt tief in die Haut ein, während mittleres Infrarot bereits an der Oberfläche der Haut und der Hornhaut absorbiert wird. Nahes Infrarot hoher Strahldichte (Laserstrahl) ist daher besonders gefährlich für die Haut und die Augen, da insbesondere im Auge die Strahlung bis zur Netzhaut eindringt und dieses empfindliche Gewebe schädigt. In den Hautregionen der Absorption der Strahlung befinden sich keine Temperatursensoren, wodurch mögliche Schäden meist unbemerkt verursacht werden.

## 5 Wirkungen der Strahlung auf die Haut

Über die Wirkung von sichtbarer und infraroter elektromagnetischer Strahlung auf die menschliche Haut ist nicht so viel geforscht worden wie zur Wirkung der UV-Strahlung. Dieser Spektralbereich wird noch einmal in drei Unterbereiche unterteilt: UV-A (315 bis 400 nm), UV-B (280 bis 315 nm) und UV-C (100 bis 280 nm). Während UV-A-Strahlung nur wenig von atmosphärischen Bestandteilen absorbiert wird, wird UV-B Strahlung größtenteils vom atmosphärischen Ozon absorbiert, wodurch nur ein kleiner Anteil der UV-B-Strahlung den Erdboden erreicht. UV-C-Strahlung wird dagegen von Ozon und Sauerstoff praktisch vollständig absorbiert und gelangt nicht an die Erdoberfläche.

### 5.1 Gesundheitsgefährdung durch UV-Strahlung

Die spektrale Abhängigkeit der akuten gesundheitsschädigenden Wirkung von UV-Strahlung ist unter Erwägung von drei Wirkungsspektren und jeweiligen Schwellenbestrahlungen von Haut und Auge (Erythem, Photokeratitis und -konjunktivitis) zu einer Grenzwertkurve zusammengefasst.

Das von der ICNIRP empfohlene Wirkungsspektrum erstreckt sich über den UV-Spektralbereich

$180 \text{ nm} \leq \lambda \leq 400 \text{ nm}$ , wobei die hauptsächliche Wirkung bei  $\lambda \leq 270 \text{ nm}$  liegt. Für die Haut ist in diesem Wellenlängenintervall eine maximale wirksame Bestrahlung  $H_{\text{uvh,s}}=30 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$  von acht Stunden (Arbeitstag) zulässig. Zusätzlich wird zwischen dem UV-A-Bereich und den kurzwelligen UV-B-, UV-C-Bereichen unterschieden. Zwischen 180 nm und 315 nm (UV-B und UV-C) darf die wirksame Bestrahlung  $30 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$  nicht überschreiten. Für den UV-A-Bereich - 315 nm bis 400 nm - ist eine Bestrahlung von maximal  $10 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$  pro Tag zulässig (DIN 2016).

#### 5.1.1 Erythemwirksame Strahlung und UV-Index

Eine wichtige Gewichtungsfunktion stellt das erytheme Wirkungsspektrum  $S_{\text{ery}}(\lambda)$  dar, welches die Wellenlängenabhängigkeit der Rötung als Entzündungsreaktion menschlicher Haut durch UV-Strahlung beschreibt und mit welcher die erythemwirksame Bestrahlungsstärke errechnet werden kann (siehe auch Definitionen radiometrischer Strahlungsgrößen im Beitrag „Strahlungsgrößen, -gesetze und -übertragung“). Der Bevölkerung wird von der erythemwirksamen Bestrahlungsstärke zumeist in Form des dimensionslosen UV-Index berichtet:

$$UVI = 40 \left[ \text{m}^2 / \text{W} \right] \cdot \int_{250 \text{ nm}}^{400 \text{ nm}} E(\lambda) \cdot s_{\text{ery}}(\lambda) d\lambda \left[ \text{W} / \text{m}^2 \right] \quad (5)$$

WHO und WMO haben dabei folgende Einteilung vorgenommen:

UVI Range	Exposure Category WHO/ WMO/ UNEP
< 2	LOW
3 to 5	MODERATE
6 to 7	HIGH
8 to 10	VERY HIGH
11 +	EXTREME

Der UV-Index dient außerdem zur Einschätzung der Sonnenexpositionsdauer zur Gesundheitsoptimierung. Die optimale Sonnenexpositionsdauer hängt jedoch nicht nur vom UV-Index ab, sondern auch von Hauttyp und möglicherweise aufgetragenen Sonnenschutzmitteln. Im Falle der Vitamin-D-Produktion hängt die optimale Sonnenexpositionsdauer außerdem von den der Sonne ausgesetzten Hautflächen ab.

Der UV-Index wurde eingeführt, um die gesundheitlichen Risiken, die mit der jeweiligen Bestrahlungsstärke einhergehen, einfacher beurteilen zu können. Ursprünglich sollte die Skala des UV-Index von 0 bis 10 reichen. Es hat sich jedoch herausgestellt, dass in vielen Regionen der Erde Werte weit über 10 bis zu 22 auftreten, oftmals sogar über viele Monate hinweg jeden Tag. So dauert es bei einem UV-Index von 10 und heller Haut lediglich ungefähr 15 Minuten, bis Hautschäden entstehen. Im Winter, wenn der maximale UV-Index ungefähr bei 1 liegt, tritt Sonnenbrand dagegen

nach mehr als zwei Stunden oder noch später auf. Daher werden derzeit von WHO und WMO auch über eine Erweiterung der Farbskala und eine neue Kategorie jenseits von „Extreme“ nachgedacht.

Ein weiteres Problem bei der gegenwärtigen Definition des UV-Index stellt die ungenaue Definition des Mittelungszeitraums dar. Wörtlich heißt es „UVI reports should present at least the daily maximum value. When forecasting or reporting daily maxima, a 30-minute time average value should be used. Where continuous observations are available, a 5 – 10 minute average is useful to display short-term changes“. Durch Abbildung 13-5 wird deutlich, dass die ungenaue Definition problematisch ist. Die Schlussfolgerung ist, dass für eine eindeutige Berichterstattung eine klare Definition des Mittelungszeitraums dringend erforderlich ist.

**5.1.2 Hautkrebs**

Die Wirkungsfunktion für Hautkrebs ist nicht bekannt, weil man dazu aus ethischen Gründen keine Menschenversuche durchführen kann. Aus Tierexperimenten sowie allgemeinen Überlegungen folgt jedoch, dass die Wirkungsfunktion für Hautkrebs ähnlich der des Erythems sein sollte. Das **B**asalzellkarzinom (BZK), das **P**latteneithelkarzinom (PEK) und das **m**aligne **M**elanom (MM) sind die drei Hautkrebsarten, die weltweit bei der weißen Bevölkerung am häufigsten vorkommen. In den meisten Ländern steigt die Hautkrebsinzidenz an, bei MM handelt es sich dabei um die Krebsart, dessen Vorkommen am stärksten ansteigt. Mit 20 bis 25 % Sterbeanteil der diagnostizierten Fälle, ist MM außerdem die tödlichste Hautkrebsart. Dabei hat die Größe des Melanoms entscheidende Auswirkungen auf die Überlebenschancen des Patienten. Im Falle eines weniger als 1 mm großen Tumors ohne Geschwürbildungen, liegt die 10-Jahres-Überlebensrate eines Patienten ohne augenscheinliche Metastasen bei 88 %. Liegt jedoch ein mehr als 4 mm großer Tumor mit Geschwürbildung vor, sinkt die 10-Jahres-Überlebensrate auf bis zu 32 % (BALCH et al. 2001).

Sowohl nichtmelanozytische (BZK, PEK) als auch melanozytische (MM) Hautkrebsarten treten zumeist auf der Sonne ausgesetzten Hautflächen auf. Die überwiegende Anzahl epidemiologischer und experimenteller Ermittlungen lässt auf

UV-Strahlung als Hauptumweltrisikofaktor für Hautkrebs schließen, wobei verschiedene Hautkrebsarten in unterschiedlicher Weise von der UV-Aussetzung abhängen. Während sich MM hauptsächlich aus intermittierender UV-Exposition (zum Beispiel Sonnenbrände) entwickeln, werden PEK vor allem durch kumulative UV-Exposition ausgelöst. Die BZK-Auslösung hängt sowohl von intermittierender als auch von kumulativer UV-Exposition ab. Aufgrund seines weit verbreiteten und weiter steigenden Vorkommens (DE VRIES et al. 2003, BOYLE et al. 2004), stellt Hautkrebs ein großes Problem für die Weltbevölkerung dar, welchem durch Sonnenschutz, in Form von Textilien und Sonnenschutzmitteln, sowie früher Erkennung entgegengewirkt werden kann.

**5.1.3 Höhenabhängigkeit erythemwirksamer Bestrahlungsstärke und Exposition**

Die UV-Bestrahlungsstärke nimmt mit der Höhe zu, jedoch kann diese Zunahme nicht durch eine einfache Zahl beschrieben werden, da es sich dabei um eine komplexe Funktion der Höhe, der Bewölkung, des Aerosolgehalts, der troposphärischen Ozonabsorption und der Schneebedeckung handelt (SECKMEYER et al. 1997). In einer Untersuchung von SCHREMPF et al. (2016) wurden Berechnungen der Bestrahlungsstärke sowie der Exposition für zwei hypothetische Orte bei 47° N am 31. März 2016 bei einem Sonnenzenitwinkel von 45° durchgeführt. Beim ersten Ort handelt es sich um ein schneefreies Tal auf 600 m Höhe, bei dem zweiten um ein schneebedecktes Plateau auf 2200 m Höhe. Das Reflexionsvermögen (Albedo) schneefreier Oberflächen liegt typischerweise bei 0,02 während die effektive Albedo der schneebedeckten

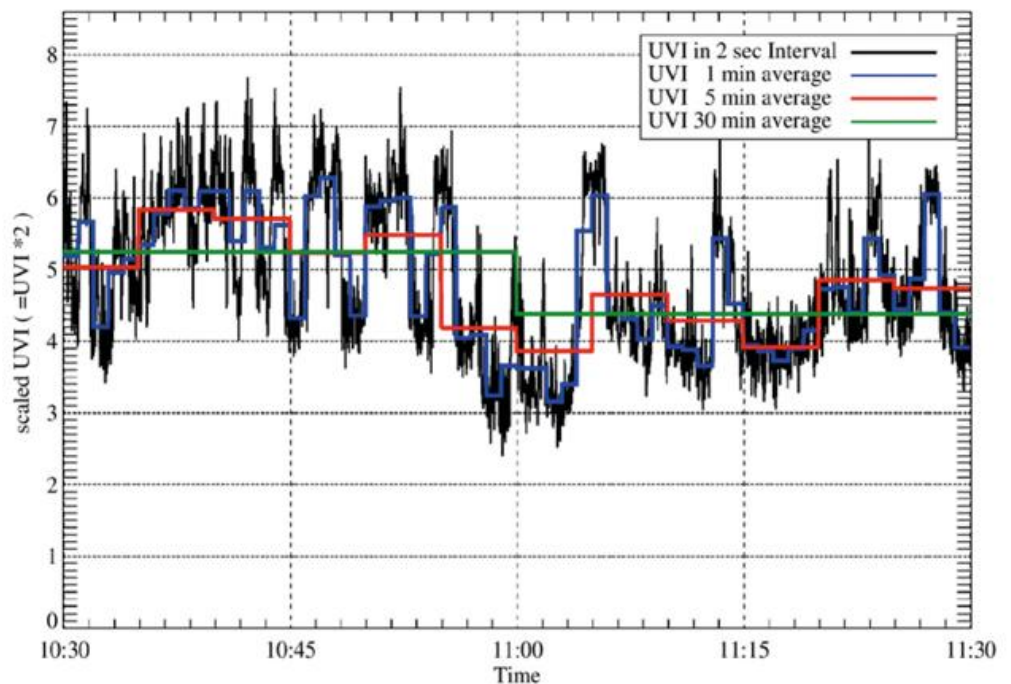


Abb. 13-5: Gemessener UV-Index in Hannover (52.4° N, 9.7° E) im September 2014. Der maximale Wert (3,8) liegt 46 % höher als der Durchschnitt (2,6). Die Problematik tritt erst durch die Verbesserung der Messtechnik auf, weil jetzt sehr schnelle Messgeräte zur Verfügung stehen, die nicht mehr automatisch über längere Zeiträume mitteln.

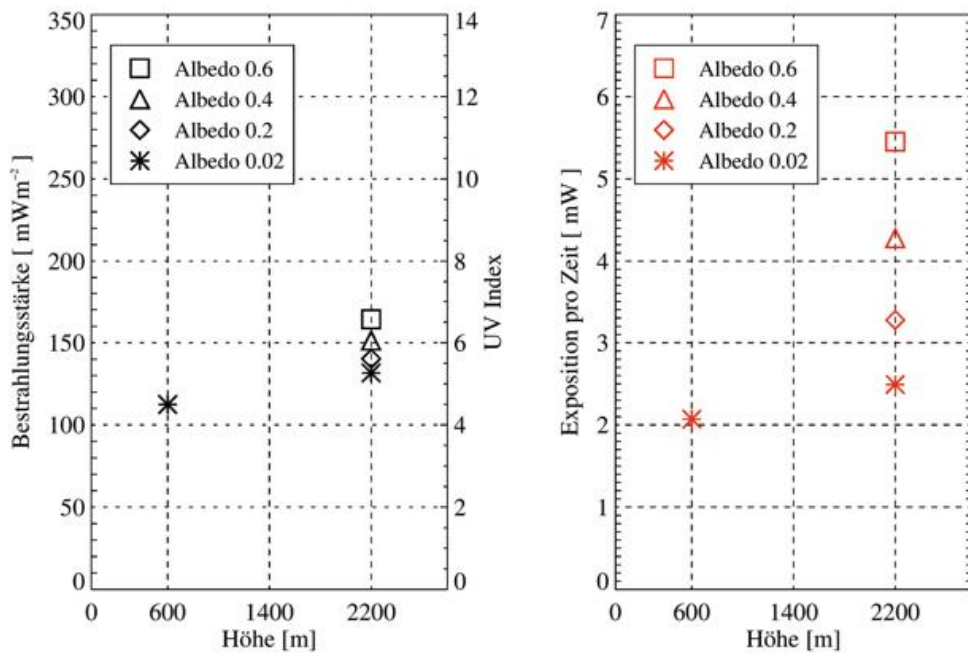


Abb. 13-6: Simulierte Werte der Bestrahlungsstärke (links) und der Exposition eines Menschen in Winterkleidung (rechts) für ein Tal auf 600 m Höhe und für einen Berg auf 2200 m Höhe. Auf dem Berg wurden die Bestrahlungsstärken und Expositionen für vier unterschiedliche Albedowerte zwischen 0 und 1 simuliert. Der Einfluss der Albedo auf die Exposition ist größer als auf die Bestrahlungsstärke (SCHREMPF et al. 2016).

Oberfläche Werte bis zu 1 erreichen kann. Das errechnete Spektrum wurde mit dem erythemem Wirkungsspektrum gewichtet. Die Expositionsrechnung geht von einem Menschen in Winterkleidung aus, der lediglich seine Hände und sein Gesicht der Strahlung aussetzt.

In Abbildung 13-6 ist erkennbar, dass die Albedo einen größeren Einfluss auf die Exposition als auf die Bestrahlungsstärke hat. Mit steigender Albedo steigt auch die Exposition des Menschen, da mehr Strahlung vom Erdboden reflektiert wird und wiederum den menschlichen Körper erreicht (SCHREMPF et al. 2016).

Eine Analyse der österreichischen Daten der Melanom-Inzidenz nach Bezirk und Jahr (zwischen 1990 und 2010) ergab, dass die Raten der Melanom-Inzidenz mit der Höhe um 30 % pro 100 m von der Hauptstadt des betrachteten Bezirks in dem Menschen leben steigen, mit ungefähr 50 % höheren Raten in städtischen Gebieten verglichen mit ländlichen (HALUZA et al. 2014). Mit zunehmender Höhe, insbesondere bei Schneebedeckung sollten entsprechende Schutzmaßnahmen (Sonnenschutz, bedeckende Kleidung) getroffen werden.

## 5.2 Positive Wirkungen der Strahlung

Neben den negativen Wirkungen vor allem der UV-Strahlung, gibt es auch wichtige positive Wirkungen der solaren Strahlung. Eine große Studie in Schweden hat gezeigt, dass die Vermeidung der Exposition von solarer Strahlung nicht – wie man durch die Beschreibungen im vorhergehenden Kapitel vielleicht erwarten könnte – gesundheitsschädlich, sondern gesundheitsfördernd ist. Menschen, die

sich viel im Freien aufhalten leben dabei mehr als zwei Jahre länger, als ein vergleichbarer Personenkreis, der die Sonne meidet. Die Studie kann zwar nicht im Detail zeigen warum das so ist, aber es gibt zahlreiche Wirkungsmechanismen, die eine positive Wirkung vor allem der UV-Strahlung nahelegen. So werden zahlreiche hormonelle Prozesse im Körper durch die solare Strahlung bestimmt, unter anderem die Ausschüttung von  $\beta$ -Endorphin, was positive Wirkungen auf die Psyche hat. Am besten erforscht ist die positive Wirkung von Vitamin D. Dass die Abwesenheit von Sonnenlicht negative Auswirkungen hat ist schon seit etwa 200 Jahren bekannt.

Solare UV-B-Strahlung auf der Haut stellt die größte Vitamin-D<sub>3</sub>-Quelle für Menschen dar. Die zweitgrößte Vitamin-D<sub>2</sub>- und Vitamin-D<sub>3</sub>-Quelle ist die Aufnahme über Nahrungsmittel, welche jedoch quantitativ gegenüber der Sonnenbestrahlung keine große Rolle spielt.

Ein unzureichender Vitamin-D-Gehalt ist weltweit verbreitet, besonders in Südasien sowie im Mittleren Osten lassen sich geringe Vitamin-D-Status feststellen. Verstädterung, kurze Tageslichtzeiten, bedeckende Kleidung, Berufsausübung in Innenräumen, sowie die mit dem Alter häufig einhergehende vermehrte Bewegungseinschränkung und somit geringere Aufenthaltszeiten außerhalb des Hauses, stellen bedeutende Risikofaktoren für Vitamin-D-Insuffizienzen oder Defizite dar. In stark verstädterten oder verschmutzten Gebieten ist die individuelle tägliche Sonnenexposition zu gering, um einen ausreichenden 25(OH)D-Gehalt erreichen zu können. Ohne Nahrungsergänzungsmittel kann in solchen Fällen der Vitamin-D-Bedarf nicht gedeckt werden, da allein durch die Nahrung nicht genügend Vitamin-D aufgenommen werden kann, um eine zu geringe Sonnenexposition zu kompensieren. Bis jetzt herrscht noch Uneinigkeit über die täglich aufzunehmende Vitamin-D-Mindestdosis, um einen ausreichenden Vitamin-D-Status zu gewährleisten. Die angenommenen Mindestwerte für die tägliche Vitamin-D-Dosis reichen von 400 IU (Internationale Einheiten) bis zu 4000 IU (WOLPOWITZ und GILCHREST 2006), wobei ein Konsens bei 1000 IU liegen könnte (CHELET et al. 1998, BISCHOFF-FERRARI et al. 2006, WOLPOWITZ und GILCHREST 2006, HOLICK 2007; VIETH et al. 2007, MCKENZIE et al. 2009).

Da nicht alle Anteile des Sonnenlichts gleichermaßen relevant für die Aufnahme von Vitamin-D<sub>3</sub> sind, wird für die Berechnung der Vitamin-D<sub>3</sub>-gewichteten Exposition die Strahldichte jeder Himmelsrichtung mit dem Wirkungsspektrum der biologischen Reaktion der Vitamin-D-Wirkungsfunktion gewichtet und anschließend über alle relevanten Wellenlängen integriert. Bei der hier genutzten Wirkungsfunktion handelt es sich um das von der Internationalen Beleuchtungskommission (CIE) festgelegte Wirkungsspektrum  $S_{vitD}(\lambda)$  für die Synthese von Provitamin D<sub>3</sub> in der menschlichen Haut.

Zur Berechnung der Vitamin-D<sub>3</sub>-gewichteten Exposition werden folgende Vereinfachungen gemacht: Die betrachteten Hautflächen werden als Lambert'sche Oberflächen betrachtet, was bedeutet, dass die einfallende Energie auf diese Flächen eine Winkelabhängigkeit hat, die sich nach dem Kosinus des Einfallswinkels richtet. Außerdem wird angenommen, dass jegliche Hautpartien des menschlichen Körpers die gleiche Empfindlichkeit haben. Unter diesen Annahmen ergibt sich eine etwas vereinfachte Formel für die Vitamin-D<sub>3</sub>-gewichtete Exposition:

$$Ex_{vitD} = \int_{252\text{ nm}}^{330\text{ nm}} \int_{t_1}^{t_2} \left( \int_{\Omega} \int_A L_{\lambda} S_{vitD}(\lambda) dA \cos(\alpha) d\Omega \right) dt d\lambda \quad (6)$$

mit  $d\Omega = \sin(\Theta) d\Theta d\varphi$  und  $L_{\lambda} = L_{\lambda}(\varepsilon, \varphi, t, \lambda)$ . Dabei wird die Strahldichte über alle relevanten Körperpartien  $dA$  des menschlichen Körpers, über alle Raumwinkel  $d\Omega$ , sowie über die Expositionszeit  $t$  integriert.

Da die spektrale Strahldichte  $L_{\lambda}(\varepsilon, \varphi, t, \lambda)$  für eine gegebene Zeit und einen festen Winkel konstant ist, kann sie von der Berechnung des geometrischen Faktors  $A_{proj}(\varepsilon, \varphi)$ , welchen man durch Integration der Projektion auf alle nicht von Kleidung bedeckten Oberflächen  $dA$  erhält, separiert werden. Damit ergibt sich die Vitamin-D<sub>3</sub>-gewichtete Exposition zu:

$$Ex_{vitD} = \int_{252\text{ nm}}^{330\text{ nm}} \int_{t_1}^{t_2} \left( \int_{\Omega} \int_A L_{\lambda} S_{vitD}(\lambda) dA \cos(\alpha) d\Omega \right) dt d\lambda \quad (7)$$

$\int_A dA \cos(\alpha)$  entspricht hier  $A_{proj}(\varepsilon, \varphi)$ .

Diese Formulierung bietet den Vorteil, dass die Berechnung des geometrischen Faktors oder der Projektionsflächen unabhängig von der Bestimmung der Strahldichte erfolgen kann (SECKMEYER et al. 2013). Zur Bestimmung jener Projektionsflächen ist ein 3D-Modell des Menschen erforderlich, da angenommen wird, dass die Strahlungsmenge, die eine Person empfängt, nur von der der Sonne ausgesetzten Hautflächen abhängt.

Das 3D-voxel (volumetrische Pixel)-Modell „Golem“ wurde aus den Ganzkörperscandaten eines durchschnittlichen erwachsenen Mannes segmentiert. Mithilfe eines

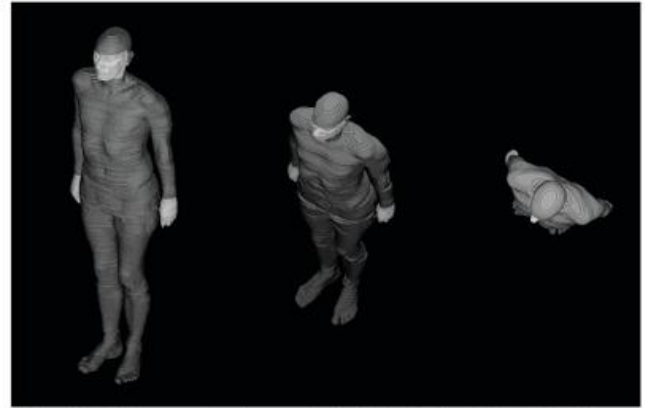


Abb. 13-7: 3D- voxel (volumetrische Pixel)-Modell „Golem“, segmentiert aus den Ganzkörperscandaten eines durchschnittlichen erwachsenen Mannes. Durch die Betrachtung des Modells aus verschiedenen Winkeln können verschiedene Szenarien des möglichen Strahlungseinfalls simuliert werden.

solchen 3D-Modells können verschiedene Szenarien des möglichen Strahlungseinfalls und den daraus resultierenden Projektionsflächen simuliert werden (siehe Abbildung 13-7).

Kommt die auf einen menschlichen Körper auftreffende Strahlung nur aus einer einzigen Richtung, so ist die der Strahlung ausgesetzte Hautfläche des 3D-Voxelmodells die Projektionsfläche aus dieser Richtung. Jedoch stammt die diffuse Sonnenstrahlung aus vielen verschiedenen Richtungen, sodass die Projektionsflächen aus all diesen verschiedenen Richtungen berechnet werden müssen. Die Projektionsfläche ist minimal, wenn das 3D-Voxelmodell vom Zenit aus betrachtet wird (SECKMEYER et al. 2013).

Die benötigte Expositionszeit, um eine Vitamin-D-Dosis von 1000 IU zu erreichen, hängt sowohl von dem Bedeckungsgrad der Haut als auch von der Bestrahlungsstärke ab. Beispielsweise reicht bei blasser Haut und einem UV-Index von 10, also bei einer hohen Bestrahlungsstärke, eine Minute ganzkörperlicher Sonnenexposition aus, um 1000 IU zu produzieren (HOLICK 2002, HOLICK 2007, MCKENZIE et al. 2009). In den Wintermonaten jedoch ist eine weitaus längere Expositionszeit nötig, um den Tagesbedarf an Vitamin-D decken zu können.

So beträgt die notwendige Expositionsdauer in Hannover bei ganzkörperlicher Sonnenexposition am 21. Dezember 39 Minuten. Mit Winterbekleidung wären allerdings drei Tage Expositionsdauer nötig, was nicht realisierbar ist. Hinzu kommt, dass die eben genannten Werte für einen wolkenlosen Himmel ermittelt wurden. Dies entspricht jedoch nicht immer der Realität, weshalb auch der Fall einer homogenen Bewölkung am 21. Dezember simuliert wurde, mit dem Ergebnis, dass mit Winterbekleidung 35 Tage notwendig wären, um den Tagesbedarf an Vitamin-D zu decken (SECKMEYER et al. 2013). Daraus lässt sich schließen, dass es in den Wintermonaten fast unmöglich ist mit solarer Strahlung genügend Vitamin-D zu bilden.

### 5.3 Verschattung

Für die Bestimmung der den Menschen erreichenden Strahlung wurden im vorhergehenden Kapitel nur unverschattete Verhältnisse modelliert. Für die tatsächliche Exposition ist neben der Kleidung jedoch auch die Verschattung ein wesentlicher Faktor. Um den Einfluss der Abschattung des Himmels durch Gebäude und Bewuchs auf die Vitamin-D<sub>3</sub>-Produktion eines Menschen für verschiedene Szenarien zu untersuchen, konnte ebenfalls das Expositionsmodell verwendet werden (SCHREMPF et al. 2017, 2018). Für die Berechnung der Exposition in einer verschatteten Umgebung kann die Strahlung des Himmels nicht durch einen Wert berücksichtigt werden, da je nach Umgebung unterschiedliche Bereiche des Himmels durch Hindernisse verdeckt sind. Die auf eine horizontale Fläche definierte globale Bestrahlungsstärke kann daher nicht verwendet werden. Zusätzlich wurde für diese Untersuchung die Abschattung des Himmels durch verschiedene Hindernisse berechnet, welche im Folgenden als Verschattung definiert wird. Als Grundlage für die Berechnung der Verschattung dienen Allsky-Hemisphärenbilder, die mit einer Digitalkamera mit Fischaugenobjektiv aufgenommen wurden. Bei Aufnahmen mit vollständig bedecktem Himmel erscheinen Hindernisse im Gegensatz zum Himmel meist relativ dunkel und lassen sich dadurch gut ermitteln (siehe Abbildung 13-8).

Wesentliches Ergebnis der Untersuchung war, dass die Verschattung, welche die Exposition eines Menschen um etwa 50 % reduziert, nicht durch eine Zahl beschrieben werden kann, sondern richtungsabhängig bestimmt werden muss (SCHREMPF et al. 2018). Des Weiteren wurde

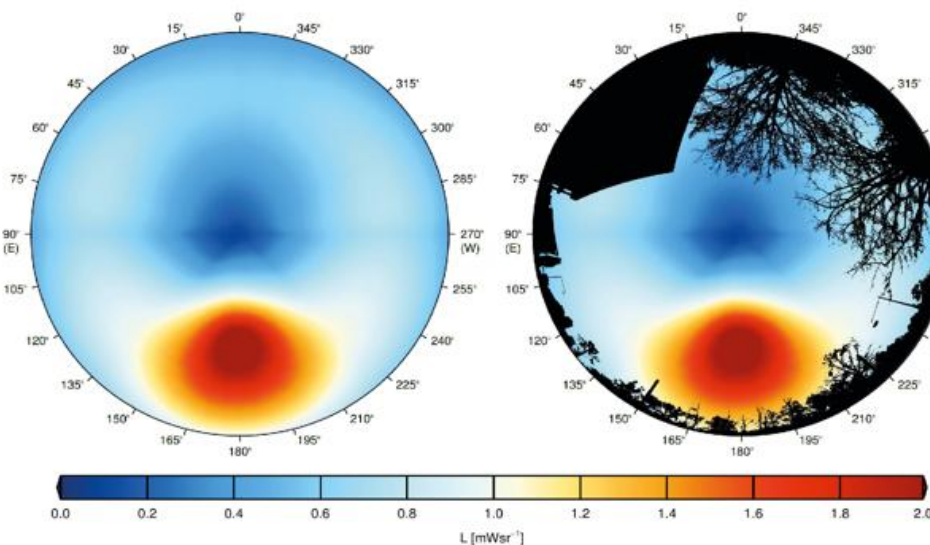


Abb. 13-9: Vitamin D<sub>3</sub>-gewichtete Strahlungsverteilung am 21. März zu Sonnenhöchststand, gewichtet mit der Geometrie eines nach Süden (180°) ausgerichteten Winterkleidung tragenden Menschen (links). Mit der Verschattung vor dem Institut für Meteorologie und Klimatologie (siehe auch Abbildung 13-5) und der menschlichen Geometrie gewichtete Strahlungsverteilung (rechts) (SCHREMPF et al. 2017).



Abb. 13-8: Vor dem Institut für Meteorologie und Klimatologie der Leibniz Universität Hannover aufgenommenes Allsky-Hemisphären-Bild (links) und das daraus ermittelte Verschattungsbild mit den, in schwarz dargestellten, den Himmel verdeckenden Hindernissen (rechts). Das durch das Gitter segmentierte Bild (siehe Abbildung 13-9) veranschaulicht die verschiedenen Richtungen, für die jeweils eine prozentuale Verschattung bestimmt wird. Insgesamt sind 39 % der oberen Hemisphäre durch Hindernisse verdeckt (SCHREMPF et al. 2017).

in SCHREMPF et al. 2017 gezeigt, dass im Sommer zwar durch die höher stehende Sonne generell höhere Expositionen erreicht werden können, durch die Belaubung jedoch auch höhere Werte der Verschattung auftreten.

## 6 Erwartete Änderungen der solaren Strahlung durch den Klimawandel

Die solare Strahlung wird vor allem beeinflusst durch Wolken, Aerosole, atmosphärische Gase (einschließlich Ozon) und der Albedo. Alle diese Parameter werden sich sehr wahrscheinlich durch den Klimawandel in ihrer räumlichen (vertikal und horizontal) und zeitlichen Verteilung ändern. Damit ist davon auszugehen, dass sich auch die spektrale Strahlendichte in komplexer Weise ändern wird. Für die UV-Strahlung sind Änderungen des Ozons (sowohl in der Stratosphäre wie auch in der Troposphäre) von besonderer Bedeutung. Dies war in der Vergangen-

heit auch ein wesentlicher Antrieb sich mit der UV-Strahlung genauer zu beschäftigen, obwohl das Studium der Wirkungen auch ohne große langfristige Ozonänderungen von Wichtigkeit ist. Wie sich die solare Strahlung im Detail ändern wird ist nicht genau bekannt und die vielfältigen Faktoren können hier aus Platzgründen auch nicht beschrieben werden. Verwiesen sei unter anderem auf den Bericht des United Nations Environment Programme, Environmental Effects Assessment Panel der UNEP

aus dem Jahr 2015. Dort werden allerdings nur direkte atmosphärische Komponenten der Fragestellung behandelt. Durch den Klimawandel wird es jedoch auch zu Verhaltensänderungen der Menschen kommen, die mittelbar die Exposition verändern werden. So wurde im Kapitel 5 auf die wichtige Rolle der Bekleidung bei der Exposition hingewiesen. Bei wärmeren Temperaturen wird es aber hierbei sehr wahrscheinlich zu Veränderungen kommen, die die Exposition beeinflussen. Auch Veränderungen der Verschattung dürften eine Rolle spielen, insbesondere in sehr warmen Gegenden der Erde, was wiederum die Exposition stark beeinflusst (siehe Kapitel 5.3).

**Literatur**

BALCH, C.M., BUZAID, A.C., et al., 2001: Final version of the American Joint Committee on Cancer staging system for cutaneous melanoma. *Journal of Clinical Oncology* **19**, 16, 3635-3648.

BISCHOFF-FERRARI, H.A., GIOVANNUCCI, E., et al., 2006: Estimation of optimal serum concentrations of 25-hydroxyvitamin D for multiple health outcomes. *Am J Clin Nutr* **84**, 18-28.

BLUMTHALER, M., GRÖBNER, J., et al., 1996: Measuring spectral and spatial variations of UVA and UVB sky radiance. *Geophysical Research Letters* **23**, 5, 547-550.

BOYLE, P., DORE, J.-F., et al., 2004: Cancer of the skin: a forgotten problem in Europe. *Annals of Oncology*, **15**, 1, 5-6.

CHEL, V.G.M., OOMS, M.E., et al., 1998: Ultraviolet irradiation corrects vitamin D deficiency and suppresses secondary hyperparathyroidism in the elderly. *J Bone Miner Res.* **13**, 8, 1238-1242.

CORDERO, R., DAMIANI, A., et al., 2013: Spectral UV radiance measured at a coastal site: a case study. *Photochem & Photobiol Sciences* **12**, 7, 1193-1201.

DE VRIES, E., BRAY, F.I., et al., 2003: Changing epidemiology of malignant cutaneous melanoma in Europe 1953–1997: rising trends in incidence and mortality but recent stabilizations in western Europe and decreases in Scandinavia. *International journal of cancer* **107**, 1, 119-126.

DIN, 1982: Strahlungsbewertung durch Empfänger. *DIN (Hrsg.)* **5031-02**.

DIN, 1982: Strahlungsphysik im optischen Bereich und Lichttechnik; Benennung der Wellenlängenbereiche. *DIN (Hrsg.)* **5031-07**.

DIN, 2011: Strahlungsphysik im optischen Bereich und Lichttechnik - Teil II: Radiometer zur Messung aktinischer Strahlungsgrößen - Begriffe, Eigenschaften und deren Kennzeichnung. *DIN (Hrsg.)* **5031-11**.

DIN, 2015: Über das Auge vermittelte, melanopische Wirkung des Lichts auf den Menschen - Größen, Formelzeichen und Wirkungsspektren. *DIN (Hrsg.)* **5031-100**.

DIN, 2016: Photobiologisch wirksame Strahlung, Größen, Kurzzeichen und Wirkungsspektren. *DIN (Hrsg.)* **5031-10**.

GORHAM, E., MOHR, S., et al., 2009: Vitamin D for Cancer Prevention and Survival. *Clin Rev Bone Miner Metab* **7**, 159-175.

HALUZA, D., SIMIC, S., et al., 2014: Temporal and spatial melanoma trends in Austria: An ecological study. *Int. J. Environ. Res. Public Health* **11**, 1, 734-748.

HINTZPETER, B., MENSINK, G., et al., 2007: Vitamin D status and health correlates among German adults. *Eur J Clin Nutr.* **62**, 1079-1089.

HOLICK, M.F., 2002: Vitamin D: the underappreciated D-lightful hormone that is important for skeletal and cellular health. *Curr. Opin. Endocrinol. Diab.* **8**, 87-98.

HOLICK, M.F., 2007: Vitamin D deficiency. *New England Journal of Medicine* **357**, 266-281.

ICNIRP, 2013: Guidelines on limits of exposure to incoherent visible and infrared radiation. *Health Physics Volume* **105**, 1, 74-96.

KOUREMETI, N., BAIS, A., et al., 2008: Charge-coupled device spectrograph for direct solar irradiance and sky radiance measurements. *Applied Optics* **47**, 10, 1594-1607.

MATEOS, D., PACE, G., et al., 2014: Observed influence of liquid cloud microphysical properties on ultraviolet surface radiation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **119**, 5, 2429-2440.

MCKENZIE, R.L., LILEY, J.B., et al., 2009: UV Radiation: Balancing Risks and Benefits. *Photochem. Photobiol.* **85**, 88-98.

RAO, D., RAGHURAMULU, N., 1999: Is vitamin D redundant in an aquatic habitat? *J Nutr Sci Vitaminol.* **45**, 1-8.

RIEHELMANN, S., SCHREMPF, M., et al., 2013: Simultaneous measurement of spectral sky radiance by a non-scanning multidirectional spectroradiometer (MUDIS). *Measurement Science and Technology* **24**, 12, 125501.

SCHREMPF, M., HALUZA, D., et al., 2016: Is multidirectional UV exposure responsible for increasing melanoma prevalence with altitude? A hypothesis based on calculations with a 3D-human exposure model. *International journal of environmental research and public health* **13**, 10, 961.

SCHREMPF, M., THUNS, N., LANGE, K., SECKMEYER, G., 2018: Einfluss der Verschattung auf die Vitamin-D-gewichtete UV-Exposition eines Menschen. *Akt Dermatol.* **44**(05): 204-209, DOI: doi.org/10.1055/s-0043-105258.

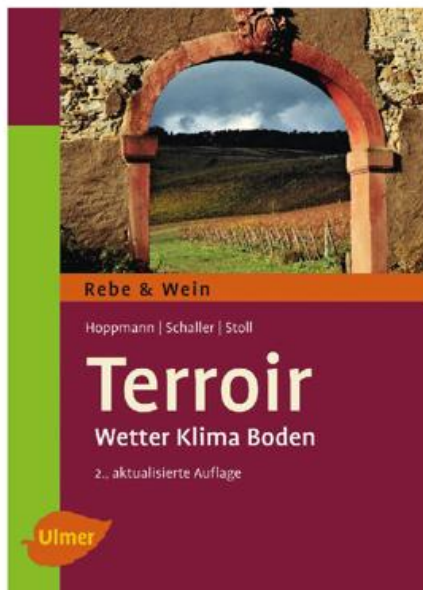
SCHREMPF, M., THUNS, N., LANGE, K., SECKMEYER, G., 2017: Impact of orientation on the vitamin D weighted exposure of a human in an urban environment. *Int J Environ Res Public Health* **14**, 920, doi:10.3390/ijerph14080920.

SECKMEYER, G., BAIS, A., BERNHARD, G., BLUMTHALER, M., BOOTH, C. R., DISTERHOFT, P., ERIKSEN, P., MCKENZIE, R.L., ROY, C., MIYAUCHI, M., 2001: Instruments to measure solar ultraviolet radiation, part I: spectral instrument. *WMO-GAW Report* **125**, WMO TD No. 1066.

SECKMEYER, G., BAIS, A., BERNHARD, G., BLUMTHALER, M., BOOTH, C. R., LANTZ, P., MCKEN-

- ZIE, R.L., 2005: Instruments to measure solar ultraviolet radiation, part 2: broadband instruments measuring erythemally weighted solar irradiance. *WMO-GAW Report* **164**, WMO TD-No 1289.
- SECKMEYER, G., BAIS, A., BERNHARD, G., BLUMTHALER, M., JOHNSEN, B., LANTZ, P., MCKENZIE, R.L., 2010: Instruments to measure solar ultraviolet radiation, part 3: Multi-channel filter instruments. *WMO-GAW Report* **190**, TD No. 5037, 55 pp.
- SECKMEYER, G., BAIS, A., BERNHARD, G., BLUMTHALER, DRÜKE, P., KIEDRON, P., LANTZ, P., MCKENZIE, R.L., RIECHELMANN 2010: Instruments to measure solar ultraviolet radiation, part 4: Array Spectroradiometers. *WMO-GAW Report* **191**, TD No. 5038, 43 pp. <https://www.trilux.com/de/beleuchtungspraxis/innenraumbeleuchtung/allgemeine-anforderungen/licht-und-nicht-visuelle-wirkungen/human-centric-lighting-hcl/>
- SECKMEYER, G., ZITTERMANN, A., et al., 2012: Solar Radiation: 13. Solar radiation and human Health. Encyclopedia of Sustainability Science and Technology. C. Geuymard, Springer, 9649-9672.
- SECKMEYER, G., MAYER, B., et al., 1997: New maximum UV irradiance levels observed in Central Europe. *Atmospheric Environment* **31**, 18, 2971-2976.
- SECKMEYER, G., SCHREMPF, M., et al., 2013: A Novel Method to Calculate Solar UV Exposure Relevant to Vitamin D Production in Humans. *Photochem. Photobiol.* **89**, 974-983.
- VIETH, R., BISCHOFF-FERRARI, H., et al., 2007: The urgent need to recommend an intake of vitamin D that is effective. *Am J Clin Nutr* **85**, 649-650.
- WEIHS, P., WEBB, A.R., et al., 2000: Measurement of the diffuse UV sky radiance during broken cloud Measurements conditions. *Journal of Geophysical Research* **105**, D4, 4937-4944.
- WOLPOWITZ, D., GILCHREST, B.A., 2006: Clarifying the vitamin D controversy: the health benefits of supplementation by diet versus sunshine. In: Gilchrest, B.A., Krutmann, J., *Skin Aging*. Springer, Berlin, Heidelberg, 81-102.
- WOLPOWITZ, D., GILCHREST, B.A., 2006: The vitamin D questions: How much do you need and how should you get it? *Journal of the American Academy of Dermatologists* **54**, 2, 301-317.
- WUTTKE, S., SECKMEYER, G., 2006: Spectral radiance and sky luminance in Antarctica: A case study. *J. Theor. Appl. Climat.* **85**, 3-4, 131-148.
- UNITED NATIONS ENVIRONMENT PROGRAMME, ENVIRONMENTAL EFFECTS ASSESSMENT PANEL, 2015: Environmental effects of ozone depletion and its interactions with climate change. Progress Report 2015. *Photochem. Photobiol. Sci.* **14**, 1-184.
- PROF. DR. HABIL GUNTHER SECKMEYER  
seckmeyer@muk.uni-hannover.de
- LORENA LAGOS RIVAS  
lagos@muk.uni-hannover.de
- CALEGERO GAETANI  
Gaetani@muk.uni-hannover.de
- JAN WILKO HEINZEL  
heinzel@muk.uni-hannover.de
- MICHAEL SCHREMPF  
schrempf@muk.uni-hannover.de
- Institut für Meteorologie und Klimatologie,  
Leibniz Universität Hannover  
Herrenhäuser Str. 2  
30419 Hannover

## Buchbesprechung



HOPPMANN DIETER; SCHALLER KLAUS; STOLL MANFRED, 2. aktualisierte Auflage Ulmer 2010, 2017: *Terroir, Wetter-Klima-Boden* ISBN 978-3-86581-459-3.

Dieses Buch ist die zweite, aktualisierte Auflage des erfolgreichen, 2010 erschienen Buches gleichen Titels, nun mit zwei weiteren Autoren: Klaus Schaller und Manfred Stoll.

An Lehrbüchern über Weinbau besteht kein Mangel. Zusammenfassende Schriften zum Einfluss von Wetter, Kli-

ma und Boden auf das Wachstum und die Qualitätsbildung sind dagegen rar. Dieses Buch stellt die gesamte Thematik umfassend dar und hat den Charakter eines Standardwerkes.

In 11 Kapiteln wird der Leser intensiv und systematisch, gemäß dem neuesten Stand der Wissenschaft, mit folgenden Themen vertraut gemacht: Klima, Witterung, Geländeklima, Boden und Wasserhaushalt, Mikroklima, Traubenqualität, Terroir, Einfluss der Klimaänderung auf den Weinbau.

Die Kapitel 1 und 2 haben einführenden Charakter. Das Kapitel 1 (Welche Bedeutung hat das Klima für die Rebe?) wurde unverändert übernommen. Das kurze Kapitel 2 (Terroir – Mythos oder eine neue Entwicklung im Weinbau?), definiert den Begriff Terroir; mehr dazu in Kapitel 9. In den Kapiteln 3 bis 8 werden die verschiedenen Einflüsse auf die Reben beschrieben: Das Makroklima in Deutschland, Einflüsse der Jahreswitterung, Geländeklima und Boden – die Grundlagen des Terroirs (sehr ausführlich), Wasserhaushalt – Wasserbedarf – Bewässerung, Mikroklima und Rebe, Traubenqualität durch Jahrgang und Terroir; es folgt das umfangreichste Kapitel, in dem das Weinbau-Terroir ausführlich behandelt wird und schließlich: Was kommt mit der Klimawende auf den Winzer zu?

Im 56-seitigen Anhang findet sich ein Glossar, sehr nützlich für „Fachfremde“, ein Abkürzungs- sowie ein umfangreiches Literaturverzeichnis. Es folgen zahlreiche Farbtafeln, typische Bodenprofile, Bodenprofile der Regionen sowie Niederschlagstabellen von zahlreichen Stationen für alle deutschen Weinbaugebiete. Den Schluss bilden Informationen zu den Autoren sowie ein Register der verwendeten Begriffe.

Der Autor ist Agrarmeteorologe und war jahrelang Leiter der Agrarmeteorologischen Beratungs- und Forschungsstelle des Deutschen Wetterdienstes in Geisenheim. Er hat an seiner Dienststelle sowie in enger Zusammenarbeit mit der Fachhochschule Geisenheim, wo er auch lehrte, zahlreiche wissenschaftliche Projekte geleitet, an weiteren Teilgenommen und steht immer noch in Kontakt mit Weinbauern sowie mit Weinbaufachleuten.

Das Werk sollte jedem angehenden Önologen, aber auch Studierenden der Agrarmeteorologie und angrenzender Fachgebiete in die Hand gegeben werden.

Michael Goesch

## Examina im Jahr 2016

### Bachelor-, Master- und Diplomarbeiten, Dissertationen und Habilitationen in der Meteorologie und verwandten Fächern aus dem deutschsprachigen Raum

---

#### Universität Basel

---

##### *Masterarbeiten*

- ALLEMANN, Matthias: Three years of BSRN measurements in the Namib Desert (Gobabeb).  
BAUMGARTEN, Bertram: Classification of urban surface materials with airborne hyperspectral images.

---

#### Universität Bayreuth

---

##### *Bachelorarbeiten*

- HARTNER, Elena: Mobile Luftqualitätsmessungen zur Charakterisierung der photochemischen Ozonbelastung in Bayreuth.  
HEINZELMANN, Valentin: Messung von bodennahen Vertikalprofilen atmosphärischer Aerosolpartikel über einer Waldlichtung im Fichtelgebirge.  
HOLDEN, Sarah: Dynamics of the wind boundary layer profil and surface parameters at the Schneeberg summit in the Fichtelgebirge Mountains.  
KRAUSS, Ramona: Auswirkung einer Ozonbelastung des Saatgutes auf das Wachstum von *Solanum lycopersicum*.  
KUHLA, Jana: Entwicklung troposphärischer Ozonkonzentrationen im Fichtelgebirge von 1995 bis 2016 unter näherer Betrachtung des Wirkungsschwellenwertes für die Vegetation.  
LOOS, Elena: Dynamics of the temperature and wind profiles in the boundary layer of a valley in the Fichtelgebirge Mountains.  
SCHMIDT-ROHR, Sophia: Effect of  $\text{FeSO}_4$  containing droplets on secondary organic aerosol formation in flow reactor experiments.  
SCHNEIDER, Nora: Forst im Wandel – Modellierung der biogenen Emissionen in Abhängigkeit von Temperaturentwicklung und Baumartenzusammensetzung.  
SIGMUND, Armin: Untersuchung der bodennahen Temperaturgradienten bei Kaltluftentstehung an einem schwach geneigten Hang mithilfe der Distributed Temperature Sensing Methode.  
WAGNER, Nicolas: Veränderung der Frost-dynamik an der Wetterstation des Ökologisch Botanischen Gartens der Universität Bayreuth.

- ZSOLNAY, Nikola: Mobile Luftqualitätsmessungen zur Charakterisierung der chemischen Ozonbildung in Bayreuth.

##### *Masterarbeiten*

- BOHL, Johanne: Aerosol source apportionment in NE Bavaria using organic markers analyzed by HPLC-DAD-MS.  
DIRKS, Lisa: Spatial and temporal variability in snow surface temperatures induced by boundary layer processes.  
HEYDEN, Lisa von der: Eddy covariance measurements of turbulent particle fluxes at an urban site in Innsbruck.  
PFISTER, Lena: Novel insights into the dynamics of cold-air drainage and pooling on a gentle slope from fiber-optic distributed temperature sensing.

---

#### Freie Universität Berlin

---

##### *Bachelorarbeiten*

- BRÄSEMANN, Claudia: Einfluss von Wetterparametern auf die Entwicklung von Varroa Destructor im Bienenvolk.  
BRUMMERHOFF, Lydia C.: Bestimmung des monatlichen Mittels des Säulenwasser-dampfgehaltes mit und ohne Berücksichtigung der Wolkenbedeckung anhand von GPS-Messungen.  
DEGENHARDT, Lisa: Statistische Analyse von Temperaturmessverfahren unter Berücksichtigung von Globalstrahlung und Windgeschwindigkeit.  
DETRING, Carola: Statistischer Vergleich von Windmessungen mittels Schalenstern, Sodar und Lidar auf der Basis eines ein-jährigen Datensatzes.  
DIZDAROGLU, Zühal: Wasserkreislauf im ECHAM5-Modell: Verwendung von AMIP-Simulationen mit verschiedenen Auflösungen.  
FISCHER, Jannick: Untersuchung des Blocking-Phänomens im atlantisch-europäischen Raum mit Hilfe der harmonischen Analyse.  
GRAMITZKY, Kira: Zukünftige Änderung des stratosphärischen Ozonanteils in der Troposphäre.  
JÖDICKE, Sarah: Analyse der Niederschlagsarten von Tropfenspektren.  
MÜLLER, Lars: Vergleich der zur Satelliten-

- Überflugzeit gemessenen GPS-Wasserdampf-werte mit dem Tagesmittel.

- NIEDRICH, Benjamin: Klimawandel bezogen auf Wetterlagen.  
SCHMIDT, Nina Caroline: Untersuchungen des städtischen Wärmeinseleffekts von Berlin anhand der Hitzeperioden in den Jahren 2006 und 2010.  
SIEBENLIST, Eva: Untersuchung eines möglichen Zusammenhangs zwischen den Großwetterlagen nach Hess/Brezowski und der Häufigkeit des Auftretens von akuten Aortendissektionen Typ A  
WENTZEL, Bianca: Güteanalyse eines agrarmeteorologischen Messnetzes in Brandenburg anhand eines Vergleichs mit Referenzstationen des Deutschen Wetterdienstes.  
WÖLK, Sebastian: Untersuchung des Einflusses meteorologischer Parameter auf die Konzentration von Ammoniak an acht Messstationen in Sachsen.

##### *Masterarbeiten*

- BASUK, Nadine: Evaluierung des COSMO-CLM mit dem Urbanisierungsmodul nach Wouters et al. 2013 für Berlin.  
BIRK, Claudia: Regionalisierung des arktischen Klimas 1989-2009 in einem Regionalmodell-Ensemble.  
BRAUN, Greta Mathilde: Der Einfluss der Kugelgestalt der Erde auf die Stabilität atmosphärischer Wirbelkonfigurationen mit einem idealisierten Punktwirbelmodell.  
DROSE, Kristin: Evaluierung des Mikroklimamodells ENVI-met für die aride Stadt El Gouna und Analyse der Effektivität von Klimaanpassungsmaßnahmen in Bezug auf Temperatur und thermisches Wohlbefinden.  
FÖRSTER, Eric: Vorhersagbarkeit von Großwetterlagen in operationellen Ensemble-Vorhersagen und im Lorenz-Modell.  
HEGER, Paul: Stadtklimastudie zur Nachnutzung des Flughafens Berlin-Tegel.  
HIRT, Mirjam: Statistical and dynamical analyses of atmospheric blockings with an idealized point vortex model.  
HODAN, Christina: Atmospheric rivers: Detektion, Klimatologie und Verbindung zu extremen Niederschlagsereignissen in Europa.  
KRÖGER, Philipp: Zukünftige Entwicklung

des Ozonmassenflusses von der Strato- in die Troposphäre und der Beitrag von Treibhausgas und Ozonänderungen.

KÜSTER, Ulrich: Analysis of variability and anomalies within the MERIS cloud dataset.

MENZEL, Franziska: Microclimatic analysis and modelling of the Botanic Garden Berlin.

MEUSEL, Gregor: Bewertung klimatologischer Anpassungsstrategien am Beispiel des ehemaligen Flughafens Berlin-Tempelhof durch mikroskalige Modell-Simulationen mit MITRAS und ENVI-met.

PROFT, Stefan: Einfluss der Wachstumszeiten auf biogene Emissionen und Ozonbildung im LOTOS-EUROS-Modell.

PLORIN, Max: Einfluss externer Antriebe auf nordhemisphärische Winterstürme im Klima der letzten 1200 Jahre.

SCHMIDT, Franziska: Interhemispheric coupling in the chemistry-climate model EMAC and its modulation by the QBO.

STÄDT, Steffen: Mini MAX-DOAS measurements of air pollutants over China.

ZSCHENDERLEIN, Philipp: Objektbasierte Verifikation von Sturmfeldern auf Basis des ECMWF-Ensemble-Vorhersagesystems.

*Diplomarbeiten*

BIESEL, Bettina: Statistische Untersuchung meteorologischer Einflussgrößen auf den Wehenbeginn auf Basis eines nichtlinearen multivariaten Neuro-Fuzzy-Modells.

CUNITZ, Andreas: Betrachtung einer meteorologischen Messsensorik für die planetarische Grenzschicht.

NEUBARTH, Gregor: 15 Jahre Wetterturnier.

SCHUBERT, Christian: Statistische Untersuchung von meteorologischen Faktoren bei Hochwassern in Venedig auf Basis von ERA-Reanalysedaten.

*Dissertationen*

ABALICHIN, Janna: Natürliche Variabilität und anthropogener Einfluss in Simulationen mit gekoppeltem Klima-Chemie-Modell EMAC-O: Atmosphären-Ozean-Wechselwirkungen im Klimawandel der Südhemisphäre.

BECKER, Nico: Großskalige Sekundärzirkulationen im regionalen Klimamodell COSMO-CLM.

BEFORT, Daniel: Indian summer monsoon variability under recent, past and future climate conditions.

COATES, Jane: Tropospheric ozone production pathways with detailed chemical mechanisms.

DIEDRICH, Hannes: Observation of total column water vapour.

KÖHLER, Philipp: Global retrievals of terrestrial chlorophyll fluorescence from spaceborne spectrometers.

KREYLING, Daniel: Das extrapolare SWIFT-Modell: Schnelle stratosphärische Ozonchemie für globale Klimamodelle.

KUNZE, Markus: Aspekte des tropischen Klimas und seiner Variabilität – mit besonderer Betrachtung des asiatischen Sommermonsuns.

---

Universität Bonn

---

*Bachelorarbeiten*

BRÄCHTER, Yvonne: Potentielle Instabilität und Faustregeln.

EMMERICH, Tamara: Validierung der Miklip-Klimavorhersagen, MPI-ESM.

MOSS, Philipp: Ising model parameter estimation by generalized score matching.

ROSELL, Christian: Die Unterschiede zwischen der Zweistromtheorie und dem Monte-Carlo-Modell mit Prüfung auf Korrekturmöglichkeit.

STEINBACH, Ronja: Variabilität der antarktischen Meereisbedeckung im MPI-ESM.

ZANGE, Manuel: Analyse des Sturmwinters 2013/2014 in Großbritannien.

*Masterarbeiten*

BRUNE, Sebastian: Ageostrophische Dynamik an Jetstreaks.

HACKER, Maïke: COSMO-PAFOG: Dreidimensionale Nebelvorhersage mit dem hochaufgelösten COSMO-Modell.

JIN, Luxi: Evaluation of COSMO simulations over the Sino-Mongolian Altai region.

KAHNERT, Armin: Analyse von Dynamik und Stabilität an Komma Wolken über dem Nordatlantik.

KAPP, Florian: Verification of COSMO-DE-EPS precipitation through wavelets.

KREINBERG, Sonja: Repräsentation von Low Level Jets in hochauflösenden WRF Simulationen.

LANGGUTH, Michael: Analyse von zyklonogenetischen Prozessen unter Verwendung von PV-Inversionstechniken.

PEJČIĆ, Veljko: Analyse von elektrischen Eigenpotentialmessungen am alpinen Permafroststandort Schilthorn hinsichtlich meteorologischer Einflüsse.

WORTMANN, Sabrina: Darstellung von Clear Air Turbulence im COSMO-Modell.

ZIEGERT, Lisa Katharina: Numerische Simulationen konvektiver Einzelzellen in idealisierter und realer Umgebung

*Dissertationen*

BENBOUALLEGUE, Zied: Verification and post-processing of ensemble weather forecasts for renewable energy applications.

BICK, Theresa: 3D radar reflectivity assimilation with an ensemble Kalman filter on the convective scale.

KALEEM, Muhammad: A sensitivity study of decadal climate prediction to aerosol variability using ECHAM6-HAM(GCM).

*Habilitation*

TRÖMEL, Silke: Radar polarimetry for improved quantitative precipitation estimation, microphysical characterization, and object-based weather analysis.

---

Universität Bremen

---

*Bachelorarbeiten*

BOHLE, Karsten: Der Einfluss der solaren Variabilität auf das Modell der oberen Atmosphäre.

BOSTELMANN, Marc: Modellierung von vibrational angeregtem Hydroxyl in der mittleren Atmosphäre.

HUYNH, Huong G.: Modelluntersuchung zur Ionenchemie in der mittleren Atmosphäre.

KRUPP, Amelie: Untersuchung von Ammoniak-Tagesgängen mittels FTIR-Spektroskopie.

MEYER, Sarah-Lena: Untersuchung des Einflusses verschiedener Strahlteiler auf die Messung von atmosphärischem CO<sub>2</sub> und weiteren Spurengasen mittels Fourier-Transform-Infrarot-Spektroskopie.

PÖPPING, Sabrina: Messung von gelösten Treibhausgasen in der Weser in Bremen-Hemelingen.

*Masterarbeit*

RICHTER, Philipp S.: Box-Modell der Spritentezündung in der Mesosphäre.

*Dissertationen*

YE, Yufang: Correcting multiyear sea ice concentration estimates from microwave satellite observations with air temperature, sea ice drift and dynamic tie points.

WANG, Yuting: Using solar FTIR spectrometry to investigate the sources and sinks of carbonyl sulfide and its application to the carbon cycle.

WANG, Zhiting: Remote sensing of tropospheric methane and isotopes of atmospheric carbon dioxide using Fourier Transform Spectrometry.

---

 Technische Universität Dresden
 

---

*Bachelorarbeiten*

- DETKA, Deborah: Analyse und Vergleich des Niederschlagsregimes in El Niño beeinflussten Gebieten mit Hilfe von GPCP-Daten.
- GIERING, Niklas: Strömungsverhältnisse in einer verkehrsreichen Straße in Freital – Modelluntersuchung.
- GUMBEL, Sannah: Erstellung einer Klimatologie von Sonnentagen in Sachsen.
- GUTZMANN, Benjamin: Homogenitätsprüfungen von ostsächsischen Niederschlagszeitreihen.
- HERR, Laura E.: Sichtung und Aufbau von Modellkonzepten zur Berechnung und Vorhersage phänologischer Phasen und Entwicklung eines einsatzfähigen Modells zur Berechnung des Blühbeginns von Obstgehölzen.
- HOFFMANN, Tabea: Klimatologische Untersuchung zu Inversionen im Erzgebirge.
- HOSE, Thea: Reale Verdunstung eines Grasstandortes.
- JÄCKEL, Jonas: Das Klima von Tharandt.
- MARKS, René: Abhängigkeit der Ertragsentwicklung von Winterweizen von Boden- und meteorologischen Kennwerten unter Trockenstress.
- MEIER, Otto: Korrektur von Tageswerten der Verdunstung mittels beobachteter Schließungslücke der Energiebilanz.
- NICKLISCH, Susann: Auswertung pflanzenspezifischer Parameter für die Agarrstation Klingenberg auf Basis von Eddy-Kovarianz-Messungen.
- PANTSCHAROWITSCH, Marc: Mikroklima der Weißeritzhänge im Bereich des Tharandter Waldes.

*Masterarbeiten*

- AKHMETOVA, Assel: A critical review of seven modeling approaches to assess potential or reference evapotranspiration considering effects of model complexity and limitations of data availability.
- CHAKRABORTY, Prosenjit: Visiting Bowen ratio approaches used to close the energy balance in the Fluxnet community and their consequences for ET data from the long term forest site Anchor Station Tharandt.
- HAMEDANI, Abtin Shahrokh: Assessing the suitability of remote sensing data for estimating water fluxes in selected areas of Sub-Saharan Africa.
- THUSS, Christian: Landnutzung und Kohlenstoff-Senke – eine Überprüfung des Clusterkonzeptes der TU Dresden.

*Diplomarbeit*

- HORNSCHUH, Georg: Überprüfung der Eignung des COUP-Modells zur Simulation der Evapotranspiration an den IHM Stationen Grillenburg und Klingenberg

---

 Universität Frankfurt
 

---

*Bachelorarbeiten*

- ARNDT, Elias: Der Einfluss von meteorologischen Bedingungen auf den Energiebedarf von Boehringer Ingelheim am Standort Biberach.
- HARTICK, Carl: Automatisierung eines Messsystems für atmosphärische Kohlenwasserstoffe.
- HAUF, Philipp: Untersuchung und Optimierung der visuellen Detektion im Expansionskernzähler VIPER.
- IHRlich, Laura: Developing a Lightning-based Nowcasting Model for Namibia.
- KHODAPARAST, Anahita: Charakterisierung eines szintillator-basierten Flugzeitdetektors.
- KRÜGER, Konstantin: Vergleich von Reanalyseedaten mit meteorologischen Beobachtungen auf dem antarktischen Plateau.
- LEHMANN, Lars: Untersuchung und Optimierung der adiabatischen Expansion im Expansions-Kernzähler VIPER.
- MENKEN, Julia: Identifikation von Turbulenzregimen am Lindenberg Turbulenzmessfeld.
- MUTH, Lisa Janina: Strömungskanalisation in der Straße von Bonifacio.
- NOWATZKI, Eva: Linearisierung eines Zweischichtenmodells der primitiven Gleichungen auf der Kugel.
- PHILIPP, Daniel: Charakterisierung der Linearität des GC-MS Kanals von GhOST-MS für die POLSTRACC Messkampagne.
- RISTO, Danny Stefan: Aufbau und Charakterisierung einer Gasreinigungsanlage für den Labor- und Feldeinsatz.
- STEHR, Alina: Aufbau und Charakterisierung einer Schwefelsäurequelle.
- VOVK, Olga: Land-See-Windssysteme in Scatterometerdatensätzen.

*Masterarbeiten*

- BERGEN, Anton: Entwicklung eines Thermal Desorption Differential Mobility Analyzer (TD-DMA) mit Schwerpunkt auf der Sammel- und Verdampfungsfunktion.
- ESCUSA DOS SANTOS, Filipe: Charakterisierung eines Strömungsreaktors für Nukleationsstudien: Numerische Strömungssimulationen und ergänzende Labormessungen.

- HAUCK, Marius: Einfluss von Änderungen des stratosphärischen Transports auf die Vertikalverteilung chemisch aktiver Tracer.
- LAUTENSCHLAGER, Florian: A shallow water lattice Boltzmann model with application to the Odenwald.
- LEIMINGER, Sebastian: Influence of temperature and relative humidity on dimethylamine measurements using CI-API-TOF mass spectrometry and application to atmospheric data.
- LEPS, Nora: Influence of Atmosphere-Ocean Interactions on Deep Convection over Corsica.
- RAYKOVA, Kristin: Globale Trendanalysen von Niederschlagsextrema und Untersuchung der Extremwertverteilung basierend auf täglichen Stationsmessungen von 1988 bis 2013.
- REITZ, Thomas: Global Spectral Models based on the Planetary-Geostrophic Equations.
- ULLRICH, Markus: Untersuchung der Vertikalverteilung von CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> und mittlerem Alter mit AirCore.

*Dissertationen*

- ASHARAF, Shakeel: Land-Atmosphere Feedbacks in Indian Summer Monsoon Rainfall: A Regional Climate Modelling Perspective.
- DANIELZCOK, Anja: Reevaluierung und Erweiterung des Messverfahrens FRIDGE zur Bestimmung von Depositions-, Kondensations- und Immersionsgefrierkernen.
- EHRHARDT, Sebastian: Study of ion-induced aerosol nucleation in the CERN CLOUD chamber.
- MENZ, Christoph: Entwicklung von regionalen Klimasimulationen für CORDEX-Ostasien auf Basis eines physikalisch dynamischen und eines statistischen Regionalmodells.
- PFEIFROTH, Uwe: The Diurnal Cycle of Clouds and Precipitation: An Evaluation of Multiple Data Sources.
- RONDO, Linda Rondo: Experimental Study of the role of gaseous sulphuric acid on aerosol particle nucleation.

*Habilitation*

- KÜRTEN, Andreas: Entstehung von Aerosolteilchen durch Nukleation: Schwefelsäure, Cluster und Partikelbildungsraten.

---

Technische Universität  
Bergakademie Freiberg

---

*Bachelorarbeiten*

- BRÜSER, Stefanie: Konsistenz von Starkniederschlags- und Trockenheitstrends zwischen den Beobachtungsdaten (1931-2010) und den Klimaprojektionsdaten des ENSEMBLES-Projektes (1961-2100).
- FROMM, Sophie von: Bodenentgasung und -chemie im Amazonasbecken
- LIST, Jonathan: Geochemische Analysen von Feinstaubproben aus der Freiburger Innenstadt.
- SCHACH, René: THG-Bodenentgasung im Winter.

*Masterarbeit*

- KIESCHNIK, Lennart: Beitrag zur Blitzklimatologie Sachsens - Analyse von meteorologischen Parametern und Gewitteraktivität im Zeitraum 1999-2012.

*Dissertation*

- ZURBA, Kamal: GHG emissions from short rotation forestry (SRF) in Central Europe. A methodological approach

---

Universität Freiburg

---

*Bachelorarbeiten*

- BAUMANN, Daniel: Abschätzung des Windenergiepotentials in Baden-Württemberg:
- BEHRENS, Jochen: Quantitative Untersuchungen von UV, O<sub>3</sub> und thermischen Indizes an ausgewählten Messstationen in Deutschland.
- FRANCHESCI, Eleonora: Analyse der thermischen Bedingungen für Menschen in Halle auf der Grundlage von Trammessungen und stationären Stationen am Beispiel der Hitzeperiode im Juli 2015.
- GRAU, Leonie: Abschätzung des geographischen Windenergiepotentials in Baden-Württemberg.
- LAROUCHE, Tamara: Klima und Sport im Schwarzwald – eine Analyse des Einflusses von Wetter und Klima auf sportliche Aktivitäten und Sportveranstaltungen im Schwarzwald.
- MAIER, Louis: Analyse der Warnung des Hitzewarnsystems von Deutschland am Beispiel von ausgewählten Jahren und Regionen.
- MIEDE, Jessica: Neueste Erkenntnisse aus der Klimatherapie.
- REUSS, Franziska: Analyse der physiologisch, äquivalenten Temperatur und der gefühlten Temperatur für ausgewählte

- Stationen in Deutschland.
- ZIELO, Birgit: Die Auswirkungen des Klimawandels auf die menschliche Gesundheit am Beispiel von Hitzewellen als Extremwetterereignis.

*Masterarbeit*

- FISCHER, Christina: Klimawandel und Tourismus in Deutschland und Europa.

*Dissertationen*

- CHEN, Yung-Chang: Modification and adjustment of Physiologically Equivalent Temperature for universal applications.
- PAPARRIZOS, Spyridon: The effects of climate on the hydrological of selected Greek areas with different climate conditions.

---

Universität Graz

---

*Bachelorarbeiten*

- HUBMANN, Yasmin A.: Tropische Wirbelstürme.
- KOHLFÜRST, David: Auswirkungen von Wetterlagen mit Starkniederschlägen auf Österreich bezüglich Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft.
- MAILAND, Manuel: Physikalische Grundlagen der atmosphärischen Optik.
- SCHMIDT, Christian: Influence of Particulate Matter Emissions and Meteorological Conditions on Air Quality of Graz.
- STÄHLE, Christoph: The North Atlantic Oscillation: Characteristics, teleconnections and influences on climate variables.

---

Universität Hamburg

---

*Bachelorarbeiten*

- ASMUS, Christina: Der Einfluss der Stadtgröße und der Stadtstruktur auf den Wärmeineffekt einer Stadt.
- BECKEBANZE, Lutz: Untersuchung der Unterschiede im vertikalen CO<sub>2</sub>-Fluss zwischen Open- und Closed-Path-Messgeräten bei der Eddy-Kovarianz-Messung über arktischen Oberflächen.
- BECKERT, Andreas A.: The impact of wildfires on atmospheric surface concentrations of black carbon, organic carbon and sulphate in a warming climate.
- DIETRICH, Laura: Die Feuchte der oberen tropischen Troposphäre im sich verändernden Klima.
- DIEZEL, Jan Markus: Der Einfluss des 11-Jahres-Sonnenzyklus auf das Klima der Reanalysedaten und CMIP5-Daten.
- DORFF, Henning: Analyse der flugzeug-

- gestützten Hydrometeorpfad-Retrievals während der COSMICS Kampagne.
- DÖRR, Jakob: Convergence acceleration for radiative transfer with scattering.
- KÄHNERT, Marvin: OceanRAIN Niederschlagsstatistik – Eine Analyse der Klimazonen des Atlantischen Ozeans.
- KERN, Yannick: Niederschlagsverteilung in Hamburg : Messnetzvergleich und Betrachtung der räumlichen Verteilung.
- LANG, Theresa: Strahlungsgetriebene Kaltluftseen in Passatregionen.
- MICHEL, Simon: Ableitung und Analyse der Meeresoberflächentemperatur, der Verdunstung und des Süßwasserflusses aus OceanRAIN.
- MÖLLNEY, Lara: Assessing the uncertainties of land use emissions on a national level arising from the initial state of carbon stocks.

- PRANGE, Marc: Untersuchung konvektionsarmer Gebiete über dem Ozean als natürliche Kalibrationsziele für Mikrowellensensoren.
- RÖHLING, Helena: Bedingungen für das Auftreten extremer nächtlicher Windrichtungsscherungen am Wettermast Hamburg.
- SCHRANZ, Philipp: Analyse von Eisbojendaten zur Kinematik der Eisdrift nördlich und in der Framstraße.
- THIELCKE, Linda: Vergleich der zeitlichen Entwicklung des Trockenindex und der Vegetationsbedeckung in verschiedenen Klimasystemmodellen.
- VOSS, Vivien: Untersuchung zur Entstehung und der räumlichen Verteilung der nächtlichen Ostwinde am Wettermast im Stadtgebiet Hamburg.
- ZINKE, Julika: Evaluierung der aus Ceilometermessungen abgeleiteten Wolkenuntergrenze durch Kameraaufnahmen eines 300 m hohen Masts – Der Wettermast als Wolkenzollstock.

*Masterarbeiten*

- ADLOFF, Markus: The climate state dependence of the transitive terrestrial carbon cycle response to increasing atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations.
- ECKMANN, Timur: Niederschlags-Nowcasting für ein hochaufgelöstes X-Band Regenradar.
- HEIDKAMP, Marvin: Evaluierung von JSBACH mithilfe von Messungen des CASES-99 Experiments und des Wettermasts Hamburg.
- HARTUNG, Patrick: Verification of simulated precipitation on the LES scale with focus on its convective evolution.

- HU, Guannan: The Ensemble Kalman Filter in Conceptual Coupled Models Based on the Lorenz Equations.
- JACOB, Marek: Quantifizierung des Messunterschieds durch Standort und Frequenz zweier störungsfreier Regenradare.
- KULÜKE, Marco: Impacts of Ocean-Atmosphere Coupling and resolution on Tropical Cyclone Activities in the Atlantic using Regional Climate Simulations.
- LOMMES, Frederike: Sea Ice Thickness and Conductivity from Multi-Frequency Electromagnetic Induction Sounding in the Arctic.
- NAUMANN, Vittorio: The Extratropical Transition of Tropical Cyclones in the North Atlantic.
- PALK, Philipp: Systematische Studie zu Möglichkeiten der Schwergasausbreitungsmodellierung im Grenzschichtwindkanal.
- PURR, Christopher: Extension and Evaluation of the METRAS Land Surface Scheme.
- SCHMIDT, Matthias: Probabilistic flash-flood forecasts with high-resolution radar data, statistical radar ensembles and a hydrological model.
- SCHULZ, Hauke: Observing the atmosphere in moisture space.
- WACHSMANN, Fabian: Impact of Heat Sources on a Mature Tropical Cyclone Investigated with an Analytical Model and a Numerical Model.

#### *Dissertationen*

- ANSORGE, Cedrick: Analyses of turbulence in the neutrally and stably stratified planetary boundary layer.
- BOSCHI, Robert: A thermodynamic investigation into the bistability of climates around the habitable zone.
- BURDANOWITZ, Jörg: Point-to-area validation of passive microwave satellite precipitation with shipboard disdrometers.
- ENGELS, Jessica: The impact of black carbon aerosol induced snow darkening on the radiation balance in ECHAM6: Quantifying the contribution of wildfires for present and future conditions.
- NAIPAL, Victoria: Modelling long-term, large-scale sediment dynamics in an Earth System Model framework.
- SIONGCO, Angela Cheska: Drivers of Precipitation Biases in the Tropical Atlantic Sector.
- TIAN, FanXing: Effects of coupling frequency on climate simulated by a coupled AO-GCM.
- UL-HASSON, Shabeh: Fidelity of simulated hydrological cycle over Himalayan

watersheds: peculiarities of the (upper) Indus basin at monsoon margins.

#### *Habilitation*

- FRANZKE, Christian, Dr.: North Atlantic Climate variability on short and long time scales.

---

Universität Hannover

---

#### *Bachelorarbeit*

- TADSCHIKOWA, Anna: Implementierung von Verschattung in die UV-Expositionsberechnung mit Hilfe des Allsky Kamerasystems.

#### *Masterarbeiten*

- BITTNER, Anna L.: Entwicklung eines Agentenmodells zur Analyse des thermischen Komforts von Fußgängern in Städten.
- GLOMB, Merle: Validierung von Klimaprojektionen im Cuvelai-Etossa-Basin.
- JOHNSON, Jill: Anwendbarkeit der EMD-ConWx-Reanalysedaten für die Erstellung von Ertragsgutachten im Bereich der Windenergie.
- KNOOP, Helge: Implementation of the Anelastic Approximation into the LES Model PALM to Enable its Application to Deep Convection.
- LOHMÜLLER, Katja: Grobstruktursimulationen der städtischen konvektiven Grenzschicht mit thermisch aktiven Gebäudewänden.
- MUSTERT, Christopher: Hemisphärische Unterschiede der Vitamin D3 wirksamen Strahlungsexposition.
- POHL, Christine: Untersuchungen zur Ableitung der räumlich hoch aufgelösten spektralen Strahldichteverteilung des Himmels.
- RAUTMANN, Veit: Staubtransport durch Staubteufel - eine LES-Studie.
- SCHARF, Katrin: A new method for explicitly analysing gusts in large-eddy simulations - an analysis of pedestrian-level wind fields in the vicinity of buildings.
- SCHWENKEL, Johannes: Entwicklung, Implementierung und Validierung eines Algorithmus für das Spalten und Zusammenfassen von Partikeln in einem Lagrangeschen-Wolkenphysik-Modell.

#### *Diplomarbeit*

- GÜMMER, Henrike: Risikoanalyse wetterbeeinflusster Flugrouten.

#### *Dissertation*

- SAKIEW, Ludmila: Flugroutenmodellierung

bei Gewitter.

---

Universität Hohenheim

---

#### *Bachelorarbeit*

- SEEGER, Ann-Kathrin: Abhängigkeit der Energiebilanzschließung eines Eddy-Kovarianz-Systems von meteorologischen Parametern.

#### *Masterarbeiten*

- LI, Quian: Remote Sensing of Vertical Wind Fluctuations in the Convective Boundary layer.
- THELLMANN, Kevin: An analysis of land use in change and it's driving factors in the Naban River Watershed.

#### *Dissertationen*

- HAMMANN, Eva: High-resolution measurements of temperature and humidity fields in the atmospheric boundary layer with scanning rotational Raman lidar.
- MILOVAC, Josipa: Studies of soil-vegetation-atmosphere feedback processes with WRF on the convection permitting scale.
- SPÄTH, Florian: 3-D Observations of absolute Humidity from the Land Surface to the Lower Troposphere with scanning Differential Absorption Lidar.

---

Universität Innsbruck

---

#### *Bachelorarbeiten*

- GRAF, Sarah: Einfluss meteorologischer Parameter auf das Leighton-Verhältnis in Innsbruck.
- GROSSEIBL, Benjamin: Das Talwindssystem im Wipptal vom 07.-11. Oktober 1999.
- GSTIR, Thomas: Klimasensitivität des Oberen Grindelwaldgletschers untersucht mithilfe des OGGMs.
- LICHTBLAU, Iris: Bestimmung von wetterlagenabhängigen Z-R Beziehungen aus Distrometermessungen.
- MILTSCHIEFF-PETROFF, Manuel: Analysis of winter snow conditions at an Arctic glacier.
- OBERRAUCH, Moritz: Calibration and validation of a glacier model applied to the Upper Grindelwald Glacier from 1880 to present.
- OBERTEGGER, Michael: Auswirkungen des Bardarbunga Vulkanausbruches auf die SO<sub>2</sub>-Werte in Europa und insbesondere in Österreich.
- RAUTH, Romina: Witterung und Massenhaushalt von Gletschern.

SANDNER, Verena: Evaluierung der Reanalyse ERA-20C im Alpenraum mit historischen Hochgebirgsdaten.  
 STICHANER, Michael: Analyse meteorologischer Parameter und ihrer Gradienten entlang des arktischen Gletschers Kongsvegen.  
 THIEMANN, Felix: Quantifizierung der Schadstoffemissionen des Straßenverkehrs in Österreich 2010.  
 ZENI, Valentina: Inversionsbestimmung im Inntal anhand von zwei Hangprofilen.

*Masterarbeiten*

BAUR, Florian: Determination of turbulent fluxes of airborne data in complex terrain using wavelet analysis.  
 BECK, Lisa: Partikelneubildung auf dem Sonnblick und der Zugspitze, Zeitraum März 2013 bis Juli 2013.  
 BROGLI, Roman: Rotor Formation in the Inn Valley – A Modeling Study.  
 COVI, Federico: Assessing Precipitation Mechanisms on Kilimanjaro and Mount Kenya: an Idealized Modeling Study.  
 GUTLEBEN, Manuel: Nature and Extent of Shallow Marine Convection in Subtropical Regions: Analysis of airborne and spaceborne LIDAR-Data over the North Atlantic Ocean.  
 HOCHSTAFFL, Philipp: Validation of Carbon Monoxide – Total Columns from SCIAMACHY Near Infrared Nadir Spectra with NDACC/TCCON Ground-Based Measurements.  
 LUTHER, Andreas: Validation of satellite-based surface solar irradiance calculations in complex terrain.  
 MAIER, Christian: Assessing snow depth distribution on the basis of atmospheric reanalysis.  
 MARKL, Yasmin: Spatial Interpolation and Analysis of Airborne Meteorological Data in an Alpine Valley.  
 POLSTER, Christopher: Bayesian Retrieval of Thermodynamic Atmospheric Profiles from Ground-based Microwave Radiometer Data.  
 PORTELE, Tanja: Mountain Wave Propagation under Transient Tropospheric Forcing: A DEEPWAVE Case Study.  
 RADLHERR, Alexander: Beobachtung von Gewittersystemen im Bereich des östlichen Alpennordrandes bei Südwestwetterlagen.  
 SCHMEDERER, Polly: Characteristic Life-cycles of Ice Supersaturated Regions: implications on the competition of contrails and natural cirrus clouds.  
 SIEDERSLEBEN, Simon: The missing link

between Alpine potential vorticity banners and banded convection: A case study of a severe Alpine snow storm.  
 STOLL, Elena: Influences of a warming climate on wet snow avalanche activity : A case study for the Kaprun Valley, Austria.  
 STREITFEILD, Jack: Probabilistic Frost Prediction for the Blooming Period in South Tyrol.  
 STUKE, Sophie: Characterizing thin clouds using aerosol optical depth information.  
 UMEK, Lukas: Lake and Orographic effects on Precipitation at Lake Constance: Case study and numerical sensitivity experiments.  
 ZOLLES, Tobias: Uncertainty estimation of a glacier mass balance model.  
 ZWEIFEL, Lauren: Probabilistic Foehn Forecasting for the Gotthard Region based on Model Output Statistics.

*Dissertation*

STAUFFER, Reto: Probabilistic Spatial Forecasting of Daily Precipitation Sums over Complex Terrain.

---

Karlsruher Institut für Technologie

---

*Bachelorarbeiten*

GERBER, J.: Einfluss synoptischer Wetersituationen auf Herz-Kreislauf-Patientenzahlen des Universitätsklinikums Freiburg.  
 GRAMLICH, Yvette: Kammerexperimente mit sekundärem organischem Aerosol: Untersuchung von Wandverlusten mittels massenspektroskopischer Analysen.  
 KAUFMANN, Julia: Experimente an der AIDA-Wolkenkammer zum heterogenen Gefrieren an NaCl- und Meersalzpartikeln bei Cirrustemperaturen.  
 KEINERT, Alice: Gefrierverhalten unterkühlter Wassertropfen auf monokristallinen Mineralsubstraten.  
 KIEFER, Selina: Einfluss von Beschichtungen auf die Eisbildung von atmosphärischem Aerosol.  
 LATT, Christian: Zeitreihen von Formaldehyd aus bodengebundenen FTIR Messungen.  
 REINBOLD, Alexander: Modellbasierte Filterung von Overshooting-Top-Detektionen zur Abschätzung der Hagelhäufigkeit.  
 SAUTER, Tanja: Die europäischen Hitze-wellen 2003 und 2015 im synoptischen Vergleich.  
 SCHITTKO, Nadine: Synoptische Entwicklung und Dynamik von Starkzyklonen anhand der Fallbeispiele „Mike“ und „Niklas“.

SCHMUCK, Paul: Selbstkonsistenz von Radarmessungen.  
 SCHWERTEL, Benedikt Luca: Verifikation von (Re-)Analysen mit nicht-assimilierten Radiosondenaufstiegen aus Westafrika.  
 SOLODOVNIK, Irina: Messung des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes an Bord des Stratosphären Observatoriums für Infrarot Astronomie SOFIA.  
 STRAUB, Jonas: Numerische Simulation der Pollenausbreitung in ICON-ART.  
 VOGEL, Franziska: Laboratory experiments on the ice nucleation activity of desert dust aerosol at temperatures of the upper troposphere.  
 WERCHNER, Sven: Validierung von ICON-ART mit Daten einer Europäischen Feld-messkampagne.

*Masterarbeiten*

DORSCH, Stefan: Aufbau einer Infrarotkamera zum Nachweis von flüssigem Wasser und Eis in Wolken.  
 HOFGÄRTNER, Jasmin: Der Einfluss von stratosphärischen Wellen auf die Zyklone-gese im nordhemisphärischen Winter.  
 KARCHER, Vivien: Spektralanalyse und Berechnung turbulenter Flüsse von virtuellen Messflügen in COSMO-Simulationen: Vergleich mit luftgestützten Messungen während HyMeX.  
 KOSCH, Julia: Analyse konvektiver Starkwindböen auf der Grundlage von hochaufgelösten Reanalysedaten.  
 LAUBER, Annika: Potential ice multiplication mechanisms associated with freezing of large drizzle droplets.  
 MAURER, Katharina: Sulfur hexafluoride (SF<sub>6</sub>): retrieval and atmospheric trends derived from MIPAS-Balloon observations.  
 SHI, Jian: Setup and Characterization of an Optical-Feedback Cavity System for Nanoparticle Detection.

*Diplomarbeiten*

LANDVOGT, Daniel: Vergleich der Leistungsfähigkeit von Doppler-Lidargeräten.  
 LETTENBAUER, Alexander: Variabilität von Turbulenzprofilen in der konvektiven Grenzschicht.

*Dissertationen*

BABENHAUSERHEIDE, Arne: Inverse modelling of sources and sinks of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> on remote sensing observations.  
 DAMIAN, Thomas: Coherent Structures in the Atmospheric Boundary Layer Measured by Dual Doppler Lidar.  
 FYTTERER, Tilo: Einfluss geomagnetischer Aktivität auf polares Ozon in der mittleren

Atmosphäre.

- JÄRVINEN, Emma P.: Investigations of Angular Light Scattering by Complex Atmospheric Particles.
- KARAMI, Khalil: Diagnosing the Role of Planetary Wave Propagation for the Coupling of the Middle Atmosphere to the Troposphere.
- KIEL, Matthäus: Trace gas measurements from different spectral regions using FTIR spectroscopy.
- KLAPPENBACH, Friedrich W.: Mobile spectroscopic measurements of atmospheric carbon dioxide and methane.
- LOTT, Friederike F.: Wind Systems in the Dead Sea and Footprints in Seismic Records.
- METZGER, Jutta B.: Wind Systems and Energy Balance in the Dead Sea Valley.
- PAUKERT, Marco: Droplet freezing in clouds induced by mineral dust particles: Sensitivities of precipitation and radiation.
- PECKHAUS, Andreas: Study of phase transitions in atmospheric aerosols: freezing and efflorescence of complex aqueous mixtures.
- RIEGER, Daniel: Der Einfluss von natürlichem Aerosol auf Wolken über Mitteleuropa.
- RÖHNER, Luisa K.: Heavy Precipitation Events in the Western Mediterranean Area: Physical Processes and Predictability.
- UHLIG, Marianne: Regional decadal climate predictions for Europe. – Feasibility & Skill –
- ULLRICH, Romy: Development and Model Application of a Surface-Site-Based Parameterization Framework for Heterogeneous Ice Nucleation.

---

Universität Kiel

---

#### *Bachelorarbeiten*

- AUE, Lars: Mechanismen der Meereisvariabilität aus Beobachtungen.
- BEHRENS, Gunnar: Antwort des Kieler Klimamodells auf Schmelzwassereinträge von der Antarktis.
- BRUCKERT, Julia Rebecca: Seasonal variability and recent trends of HCI in the northern winter stratosphere.
- FREISEN, Pia: Southern Hemisphere atmospheric blocking under climate change conditions: a chemistry-climate model study.
- GROTE, Felix: Niederschlag im tropischen Atlantik - Validierung der ERA-Interim Reanalysen gegen Bojenmessungen.

- KERN, Jessica: CO<sub>2</sub>-forced Tropical Climate Changes in the Kiel Climate Model with Relevance to Tropical Cyclone Development.
- KREUSSLER, Philip: Northern Hemisphere Sea Ice in KCM with and without Flux Correction.
- KUTHE, Samuel: Die Nordatlantische Oszillation im Klimawandel : eine Klima-Chemiemodelstudie.
- SCHMIDT, Carl J.: Interne Variabilität des arktischen Meereises in Klimamodellen.
- WICKERT, Wolfgang: Variabilität der nordatlantischen Zyklonenaktivität und großräumigen, atmosphärischen Zirkulation aus Reanalysedatensätzen.

#### *Masterarbeiten*

- EIRUND, G.: Sensitivity of the northern hemisphere polar vortex to the solar cycle, the Quasi-Biennial Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation.
- KLENZ, T.: Seasonal variability of the boundary circulation, water masses and oxygen content in the coastal upwelling region of the eastern tropical North Atlantic.
- MAAS, J.: Influence of volcanic aerosols on the stratosphere in a coupled chemistry-climate model.
- SCHUBERT, R.: Eddy-Mean Flow Interactions in the Western North Atlantic.
- TUCHEN, F. P.: Intraseasonal Variability of the Equatorial Atlantic Ocean.

#### *Dissertationen*

- BORDBAR, M. Hadi: Ensemble global warming integrations with a coupled ocean-atmosphere model.
- DREWS, Annika: Correcting the path of the North Atlantic Current in a coupled model and its impact on the simulation of the Atlantic Multidecadal Variability.
- GOLLAN, Gereon: Tropical Impact on the Boreal Winter Troposphere.
- HARLASS, Jan: Tropical Atlantic bias dependence on atmospheric model resolution.
- LUBIS, Sandro Wellyanto: Processes Controlling Stratospheric Dynamic Variability, the Implications for Ozone Levels, and the Coupling to the Troposphere and Mesosphere.
- PILCH KEDZIERSKI, Robin: Advanced Understanding of the Tropopause Inversion Layer: High-Resolution GPS-RO Observations and Reanalyses.
- VOLOSCIUK, Claudia D.: Variability of Extreme Precipitation on Different Scales in Statistical and Numerical Models.
- ZHOU, Guidi: Extratropical Sea Surface Temperature Impacts on Large-scale

Atmospheric Circulation.

---

Universität Köln

---

#### *Bachelorarbeiten*

- DAHMEN, Michael: Langzeitliche Variationen des Drehimpulses der Atmosphäre im Vergleich mit der Erdrotation.
- ERKES, Volker: Gleichstromgeoelektrische Messungen zur Untersuchung von Hohlräumen in der Eifel: ein Vergleich verschiedener Inversions-Algorithmen.
- HAUSER, Johanna: Radiomagnetotellurische Messungen bei Schleiz/Thüringen: Ableitung eines 2D Leitfähigkeitsmodells.
- KARTMANN, Tobias: Hochauflösende Geoelektrik zur Detektion zweier römischer Gebäude im Seggbachtal bei Mendig.
- SCHEELE, Robert: Einfluss von Aerosolen auf den Ertrag von PV-Anlagen.
- SCHLEGEL, Stephan: Eigenschaften von Alfvénflügeln bei planetaren Körpern mit intrinsischem Magnetfeld.
- SCHÖFFEL, Michael: Zusammenhang von Korrelationslänge und Wirbelgröße bei Eddies im turbulenten Sonnenwind.
- SCHOGGER, Sybille Yvonne: Evaluierung der Wolkengeometrie mittels Large-Eddy-Simulationen und JOYCE-Beobachtungen.
- WERGEN, Johannes: Untersuchung der stabilen Grenzschicht mit einem Quadropter.
- ZITZMANN, Simon Franz: Simulation der windgetriebenen Zirkulation der Titan-Seen.

#### *Masterarbeiten*

- ANHÄUSER, Andreas F.: Dynamical downscaling of global climate model data for the Last Glacial Maximum in Africa.
- BRUNE, Gabriel: MHD simulations of Mercury's magnetosphere under various starting conditions.
- HAMACHER, Sina: 2D & 3D ERT applications and interpretations to study the sedimentological architecture and bedrock topography in Albania and Germany.
- HAPP, Lena Ricarda: Seasonal Predictability Of Wind Over Northeast Brazil Using Artificial Neural Networks.
- KLEIN, Konstantin: Ein synoptischer Rückblick auf zentraleuropäische Sommerfluten von 1950 bis 2013.
- KOCH, Tobias: 3D-MHD modeling of the influence of Uranus' unusual magnetic field geometry on the magnetospheric structure.
- PINZON-RODRIGUEZ, Olga J.: Lyman- $\alpha$  Albedo Map of Europa with Hubble Space Telescope Observations.

RAUTERKUS, Robert: A Reexamination of the Tiedtke Convection Parameterization Scheme and Possible Improvements.  
 SCHNEIDEWIND, Malvin: Analyse der Eigenschaften und Dynamik von Extremniederschlagsereignissen in Tansania zwischen 1998 und 2006.  
 VOGEL, Annika: Upper tropospheric chemical composition analysis by 4D-variational assimilation of airborne limb-imaging retrievals.

*Dissertationen*

BARRERA VERDEJO, María: Ground Based Lidar and Microwave Radiometry Synergy for High Vertical Resolution Thermodynamic Profiling.  
 FEYERABEND, Moritz: Hybrid simulations of Titan's plasma interaction: Case studies of Cassini's T9, T63 and T96 flybys.  
 KASRADZE, Ketevan: An extended variational atmospheric chemistry data assimilation system for combined space and air borne trace gas retrievals.  
 KLIMPT, Johannes: CO2 State and Flux Estimation by Four-Dimensional Variational Data Assimilation.  
 LINDEN, Roderick van der: The Role of Tropical and Extratropical Waves in Rainfall Variability and Extreme Events in Vietnam.  
 PULLINEN, Laura I.: Photochemistry of highly oxidized multifunctional organic molecules: a chamber study.  
 REDL, Robert: Convective Cold Pools over the Atlas Mountains and Their Influence on the Saharan Heat Low.  
 ULBRICH, Sven: Estimation of Convective Extreme Events over Germany based on Large Scale Parameters.  
 YAMBA, Edmund I.: Improvement and validation of dynamical malaria models in Africa.

---

Universität Leipzig

---

*Bachelorarbeiten*

CHEVALIER SANTOS BULHOES, Karine: Phenology-based agroclimatological evaluations of selected climate elements and comparison with calendar-based evaluations of different natural areas of Germany for the period of 1992-2014.  
 HELLMUTH, Franziska: Investigation of the regional variability of the ice water content produced by supercooled stratiform clouds.  
 HERMES, Kilian Franz: The weekly cycle in cloud and radiation variables to detect

indirect cloud-aerosol effects.  
 METZNER, Enrico: Untersuchung numerischer Probleme in Parametrisierungen der Wolkenmikrophysik.  
 NOTH, Robert: Atmosphärische Heizraten in bewölkten und unbewölkten Bedingungen aus Flugzeugmessungen in der Arktis.  
 PANGERT, Johanna: Bodentemperaturen vor dem Hintergrund unterschiedlicher Bodenbearbeitungsverfahren.  
 STRÄTZ, Alexander: Ableitung des Gesamtwasserdampfgehalts aus GPS-Bodenmessungen.  
 URBANNECK, Claudia: Berücksichtigung von Eisflächen in LES-Modellen zur Simulation arktischer Grenzschichten.  
 WENKE, Marius: Agrarklimatologische Untersuchungen thermischer Zustandsgrößen in ausgewählten räumlichen und zeitlichen Skalen.

*Masterarbeiten*

GEISSLER, Christoph: Trends der Temperatur und des Windes in der Mesosphäre.  
 GRIESCHE, Hannes: Evaluation of the Effect of Mineral Dust Aerosol on the Forecast Skill of Numerical Weather Prediction Models based on Remote Sensing Observations.  
 KRETSCHMAR, Jan: Frühe anthropogene Erwärmung und Aerosolformung.  
 LEUCHT, Robin: Ableitung der optischen Dicke aus Messungen der Strahldichte mithilfe einer Allsky-Kamera.  
 MEWES, Daniel: Stochastic Parameterization of Precipitation in the ECHAM6 General Circulation Model.  
 SAMTLEBEN, Nadia: Numerical simulation of the circulation in the middle atmosphere during winter 2005/2006.  
 SCHACHT, Jacob: Parametrisation of the Wegener-Bergeron-Findeisen process in global climate models.  
 STAPF, Johannes: Ableitung von Temperaturprofilen aus Infrarot-Kamera-Messungen.

*Dissertationen*

BARLAKAS, Vasileios: A New Three-Dimensional Vector Radiative Transfer Model and Applications to Saharan Dust Fields.  
 BARTHEL, Stefan: Regionale Modellstudien zur Untersuchung von Emissionsparametrisierungen des primären marinen Aerosols.  
 BRÜCK, Heiner Matthias: Evaluation of statistical cloud parameterizations.  
 JÄHN, Michael: Large Eddy Simulation Studies of Island Effects in the Caribbean Trade Wind Region.

LI, Li: Stokes parameters of skylight based on simulations and polarized radiometer measurements.  
 MYAGKOV, Alexander: Shape-temperature relationship of ice crystals in mixed-phase clouds based on observations with polarimetric cloud radar.  
 SCHÄFER, Michael: Optical Thickness Retrievals of Subtropical Cirrus and Arctic Stratus from Ground-Based and Airborne Radiance Observations Using Imaging Spectrometers.  
 SCHRÖDNER, Roland: Modeling the tropospheric multiphase aerosol-cloud processing using the 3-D chemistry transport model COSMO-MUSCAT.  
 SCHWARZ, Anja: Aerosol typing over Europe and its benefits for the CALIPSO and EarthCARE missions - Statistical analysis based on multiwavelength aerosol lidar measurements from ground-based EARLINET stations and comparison to spaceborne CALIPSO data.

---

Universität Mainz

---

*Bachelorarbeiten*

KLUG, Birte: Experimentelle Untersuchungen des Konzentrationsgradienten von Oxalsäure während des Gefrierens von atmosphärischen Eisparkeln.  
 MAYER, Amelie: Experimentelle Untersuchungen zum Immersionsgefrieren von Cellulose-Partikeln.

*Masterarbeiten*

BARTHELMEHS, Anne: Der Strahlungseffekt von Eiswolken in den mittleren Breiten.  
 DONNER, Sebastian: Mobile MAX DOAS Measurements of the Tropospheric Formaldehyde Column in the Rhein Main Region.  
 EPPERS, Oliver: Experimentelle Untersuchung des Kontaktgefrierens durch Iilit- und Cellulose-Partikel am vertikalen Windkanal.  
 FRANZEN, Philip: Local wind patterns in Isfjorden and their relation to large-scale flow conditions over Svalbard.  
 GOTTSCHALK, Matthias: An idealized study on the influence of the sea ice edge on the development of polar lows.  
 RIFFEL, Katharina: Abschätzung von NOx-Emissionen in einer Metropolregion mittels mobiler MAX-DOAS-Messungen.  
 SPREITZER, Lisa: Einfluss dynamischer Prozesse auf Cirruswolken.  
 WRAGE, Christian: Einfluss von Wolken

auf SO<sub>2</sub>-Satellitenmessungen an Vulkanfahnen.

#### Diplomarbeiten

- GILLES, Svenja: Laboruntersuchung von Tropfen an der Wolkenobergrenze - Wolkenkammer WINK.
- HÜSER, Imke: Analyse der Luftmassenherkunft für das östliche Mittelmeer im Sommer 2014 mit dem Lagrangschen Partikelmodell FLEXPART.
- KLINKERT, Corinna: Simulation zum Einfluss von Aerosolpartikeln auf Photolyseraten in der Atmosphäre.
- KLUSCHAT, Björn: Untersuchung des Polar Domes anhand von flugzeuggestützten in-situ Spurengasmessungen.
- LACHNITT, Hans-Christoph: Untersuchung von Spurengasmessungen im Bereich von Schwerewellen.
- SHECK, Nelli: Erzeugung von primären biologischen Aerosolpartikeln und Nachweis mittels Fluoreszenz und Massenspektrometrie.
- SCHLEDEWITZ, Waldemar: Holographische Messungen von Eis in Stratus-/Stratokumuluswolken.
- WANDEL, Matthias: CO-Messung in der Arktis im Rahmen der NETCARE-Kampagne.
- YILMAZER, Cihan: Das Wetter in Mainz.

#### Dissertation

- BAUMGARTNER, Manuel: Direkte Interaktion von Hydrometeoren durch Diffusion in Mischphasenwolken.

---

#### Universität München

---

#### Dissertationen

- BAUMANN, Carsten: Influences of Meteoric Aerosol Particles on the lower Ionosphere.
- CHOUZA KEIL, Fernando: Saharan dust transport studied by airborne Doppler wind lidar and numerical models.
- EWALD, Florian: Retrieval of Vertical Profiles of Cloud Droplet Effective Radius using solar reflectance from cloud sides.
- FOLGER, Kathrin: Height correction of atmospheric motion vectors using satellite lidar observations from CALIPSO.
- GEISS, Alexander: Automated calibration of ceilometer data and its applicability for quantitative aerosol monitoring.
- JAKUB, Fabian: On the Impact of Three Dimensional Radiative Transfer on Cloud Evolution.
- LANGE, Heiner Holger: On the Use of Radar and Aircraft Data in Ensemble Data

Assimilation of Convection for Non-hydrostatic Numerical Weather Prediction.

- PAUSE, Christian Felix: Die Relevanz kohärenter Rückstreuung für die atmosphärische Radarfernerkundung.
- WENZEL, Sabrina: Observationally-based Constraints of Future Climate Projections of Carbon Cycle Feedbacks and the Shift in the Austral Jet Stream.
- WILMS, Henrike: Microphysics of ice particles in the polar summer mesosphere.

#### Habilitation

- Dr. JANJIC-PFANDER, Tijana: Data assimilation for atmospheric and oceanic application from the models perspectives.

---

#### Technische Universität München

---

#### Bachelorarbeiten

- BERGMANN, Verena: Indoor Gräserpollenkonzentration in Räumen mit verschiedenen Lüftungsstrategien.
- STIEL, Miriam: Effekt von meteorologischen Parametern auf die Indoor-Konzentration von Gräserpollen.

#### Masterarbeiten

- BAUER, Sarah: Einfluss der Gewebefeuchte und Luftfeuchte auf die phänologische Frühjahrsentwicklung temperater Baumarten.
- GONG, Wenji: Using Pixel Classification for the Phenological Analysis of Close Range Remote Sensing Cameras.
- MICHAELIS, Rico: Effects of meteorological parameters and different ventilation schemes on indoor concentrations of birch pollen.
- REHSCUH, Romy: Dendrological investigations on Picea Abies: the influence of soil on the drought susceptibility of Norway spruce in the Southwest Munich area.
- SHUPE, Heather: Comparing aboveground vegetation parameters, productivity, and Eddy Covariance Observations at Three Subalpine Grasslands.
- VASCONEZ, Lizeth: Xylem hydraulic adjustment of Castanea Sativa, Pinus sylvestris and Quercus sp. seedlings to air warming and drought.
- ZEITRÄG, Claudia: Kiefernsterben in Franken als Resultat eines massiven Trockenstresses in 2015.

#### Dissertation

- SCHUNK, Christian: Contributions to the assessment of past, present and future forest fire danger in Bavaria and the Al-

pine region.

---

#### Universität Trier

---

#### Bachelorarbeit

- KIENE, Vera: Thermische Signaturen aus Satelliten-Daten über Gletschern und Schelfeisen der Antarktischen Halbinsel.

#### Masterarbeiten

- HAIDER, Syeda: Verification of regional climate simulations using CMSAF data.
- HOFFMANN, Steffen: Tuning and evaluation of a fuzzy filter system to detect sea-ice leads in the Arctic from thermal infrared satellite imagery.
- HOHL, Frederik: Sea ice properties from aircraft-based laser scanner measurements.
- REISER, Fabian: Sea ice floe size distributions in the Weddell Sea as derived from MODIS-VIS and TerraSAR-X satellite data and digital image processing techniques.

#### Dissertation

- PAUL, Stephan: Polynyas, snow and fast ice – Multi-Sensor Sea-Ice Remote Sensing in the Antarctic Weddell Sea Area.

---

#### Universität Wien

---

#### Bachelorarbeiten

- AUER, Isabel: Literaturrecherche über Vereisung in Europa – Klimatologie, Modellierung, Fallstudien.
- ENIGL, Katharina: Zusammenhang zwischen Abflussmengen und Niederschlägen in Flusseinzugsgebieten.
- HORNBOGNER, Martin: Use of google earth for visualization of meteorological data - application to cases of downslope windstorms during T-Rex.
- MATELLA, Christoph: Zusammenhang zwischen Abflussmengen und Niederschlägen in Flusseinzugsgebieten.
- RESSL, Hans: Einfluss von Schnee auf die Erdschwere im Fall des Gravimeters am Conrad Observatorium.
- ROCKENSCHRAUB, Anna K.: Die polare Grenzschicht – Ein Vergleich von SODAR Messungen auf arktischem Meereis und Spitzbergen.
- SCHADEN, Benjamin: Zusammenhang zwischen Feuchteflusskonvergenzen und hochreichenden Konvektion im Alpenraum.
- WALDBILLIG, Diane: Abschätzung der Höhe der Wolkenuntergrenze anhand einer Infrarotkamera.

WEISS, Clemens S.: Thermischer Wind-fingerprint unter Berücksichtigung der Stabilität.

*Dissertation*

SACHSPERGER, Johannes: On lee waves and rotors.

---

Universität Würzburg

---

*Masterarbeit*

ZIEGLER, Katrin: Statistische Modellierung der Phänologie anhand von verschiedenen meteorologischen Parametern in Bayern

---

ETH Zürich

---

*Dissertationen*

ABEGGLEN, Manuel: Physical and chemical characterization of aircraft engine exhaust particles.

BOOSE, Yvonne: Field and laboratory studies of atmospheric ice nucleating particles.

CIARELLI, Giancarlo: Air quality modelling at European scale with a focus on winter organic aerosol.

DALLAFIOR, Tanja: Dimming Over the Oceans: Modeling Studies of The Role of Anthropogenic Aerosols in the Climate System.

GLASSMEIER, Franziska: Constraining susceptibilities of aerosol-cloud-precipitation interactions in warm and cold clouds.

KAUFMANN, Lukas: Heterogeneous ice formation on natural dusts and minerals.

KELLER, Michael: The diurnal cycle of Alpine summer convection in a convection-resolving model: evaluation with satellite data and sensitivity to atmospheric forcing.

KOHN, Monika: Laboratory and field measurements of immersion freezing utilizing a newly developed cloud chamber.

KRÄUCHI, Andreas: New in-situ upper-air technology and measurements using a return glider radiosonde.

KRÖNER, Nico: Identifying and quantifying large-scale drivers of European climate change.

LÄDERACH, Alexander: Characteristic scales of atmospheric moisture transport.

LEJEUNE, Quentin: Multi-model investigations of the biogeophysical effects of historical and future land-cover changes on climate.

LEUTWYLER, David: Continental-Scale Convection-Resolving Climate Simulations on Heterogenous Supercomputers.

MYSTAKIDIS, Stefanos: Evaluating and constraining terrestrial carbon fluxes in regional and global Earth System Models.

NAGARE, Baban: Experimental study on collision efficiency and contact freezing.

NICOLAI-SHAW, Nadine: Climate research applications of remote-sensing based soil moisture: spatial representativeness, predictability and drought response.

---

Fachhochschule Zürich

---

*Bachelorarbeiten*

CESCHI, Emanuele; GENHART, Remo: Validierung des neuen Thermikmodelles AlpTherm\_2.

MARON, Janine; HASLER, Marina: : LIDAR-Anwendungen für die Aviatik und die Windenergie.

PELLEGRINI, Manuel: Inbetriebnahme einer Ballonsondieranlage für die ZHAW.

---

**Nachträge für das Jahr 2015**

---

Technische Universität  
Bergakademie Freiberg

---

*Bachelorarbeit*

MICHEL, Julia: Impaktrelevanz ausgesuchter Trockenheitsindizes.

*Masterarbeit*

WERNER, Stefanie: Erprobung eines automatischen Kammersystems zur Analyse der Bodenentgasung.

### **Corrigendum**

Korrekturen zu Heft 99 (2017)

- Seite 1: Autor des Beitrages 2 ist F. IMBERY (nicht M. IMBERY)
- Seite 120: Universität Karlsruhe → KIT